



Porviharok és a hullóporos eredetű üledékek jelentősége környezetrekonstrukciókban és recens környezeti folyamatokban





ELMÉLET – MÓDSZER – GYAKORLAT

72.

Magyar Tudományos Akadémia
Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont
Földrajztudományi Intézet





Varga György

**Porviharok és a hullóporos
eredetű üledékek jelentősége
környezetrekonstrukciókban és
recens környezeti folyamatokban**



MTA CSFK Földrajztudományi Intézet
2016





A bemutatásra kerülő kutatásokat a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal (korábban Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok) OTKA PD108708 számú projektje és a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János Kutatási Ösztöndíja támogatta, míg az eredmények könyv formában történő megjelentetését szintén az OTKA PD108708 számú projektje tette lehetővé. Mindezen támogatásokért ezúton is köszönettel tartozom.

Lektorok:

Csávicz Adrienn, geográfus MSc

Kovács János, PhD, egyetemi docens

Szalai Zoltán, PhD, tudományos főmunkatárs, egyetemi docens

Technikai szerkesztő:

Laczkó Margit

Minden jog fenntartva, beleértve a sokszorosítás, a mű bővített, illetve rövidített változatainak kiadási jogát is. A kiadó írásbeli hozzájárulása nélkül sem a teljes mű, sem annak része semmiféle formában (fotokópia, mikrofilm vagy más adathordozó) nem sokszorosítható és nem publikálható.

Felelős kiadó:

Szarka László Csaba, főigazgató

Magyar Tudományos Akadémia

Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont

© MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest, 2016

www.mtafk.hu

Nyomdai munkálatok:

Pannónia Nyomda Kft.

ISBN 978-963-9545-53-3

ISSN 0139-2875





Tartalomjegyzék

Bevezetés	7
Kutatási előzmények	11
A szél által szállított ásványi por vizsgálatának jelentősége	23
Porforrásterületek globális katasztere	31
Szaharai por a Földközi-tenger térségében	59
Szaharai por a Kárpát-medencében	75
Múltbéli porviharok nyomában	99
Őskörnyezeti rekonstrukció	115
A löszképződés kezdete	127
Interglaciálisok változó környezeti viszonyainak rekonstrukciója	139
A szaharai por szerepe az interglaciális paleotalajok képződésében	161
Záró gondolatok a jövőbeni változásokról	169
Felhasznált irodalom	175
Appendix A	217
Appendix B	221
Appendix C	246







Bevezetés

Földünk arid-szemiarid területeiről a globális légköri rendszerhez kapcsolódó szelek évente több milliárd tonna ásványi port emelnek fel és szállítanak el, akár hatalmas távolságokra is, így a napjainkban jelentős lehordási területnek nem számító Kárpát-medencébe is. A szél által légkörbe juttatott ásványi porszemcsék az éghajlati és környezeti kölcsönhatásokban jelentős szerepet töltenek be, közvetlen és közvetett módon is befolyásolnak számos folyamatot (pl. globális sugárzási mérleg, felhőképződés, tengeri ökoszisztémák biogeokémiai ciklusai, talajképződés, légszennyezés – Varga Gy. 2010).

Kiterjedt mérőhálózatokkal és távérzékeléses módszerekkel ma már viszonylag nagy pontossággal meg tudjuk határozni a legfőbb forrásterületeket, geológiai-geomorfológiai viszonyait, fejlődéstörténetét. Megismertük a porviharok kialakulásához vezető meteorológiai helyzeteket és az ezekhez tartozó porszállítási útvonalakat.

A hosszabb-rövidebb légköri tartózkodás után kiülededő (kihulló, kimosódó) poranyag szárazföldeken, tengerekben, tavakban és jégtakarókon rakódik le, halmozódik fel vagy időszakos megkötődést követően reszuszpendálódik. A porviharok gyakorisága és a szállított finomszemcsés törmelék mennyisége érzékenyen reagál a klimatikus folyamatok által módosított környezeti tényezők megváltozására, így a felhalmozódott üledékanyag elemzésével az egykori környezeti viszonyokat módunkban áll rekonstruálni. Ez különösen igaz a pleisztocén korra vonatkozóan, melynek glaciális periódusaiban a megnövekedő porfluxus következtében nagy vastagságban képződtek hullóporos eredetű löszsorozatok.

A glaciálisok, azaz eljegesedések során a szárazföldi jég örlő és a fagyváltozékonyság közetaprózó hatására nagy mennyiségben képződtek a szél által könnyen szállítható finomszemcsés törmelékek, melyek a jégpajzs előterében kialakult olvadékvíz-síkságokon, valamint az eljegesedett magasabb hegységek törmelékkúpjain halmozódtak fel. A jelenleg vízzel fedett kontinentális self fokozódó szárazra kerülése következtében és a magasnyomású, anticiklonális központok kialakulása miatt az uralkodó szelek ereje, munkavégző képessége megnőtt. A





jégtakarók előteréből a gyérülő növényzet kevésbé tudta kifejteni por-
megkötő hatását, így hatalmas mennyiségű ásványi por került a „szél
szárnyán” (eolikus folyamatok révén) a levegőbe. A forrásterületektől
távolodva a szél sebességének csökkenése miatt a poranyag kihullott
és jellemzően füves pusztákon halmozódott fel; évente alig néhány
tized milliméter, ezerévente talán pár deciméter. Ám a földtörténeti
múlt jelenségei türelmesek, olykor több tízezer éves periódusokkal van
dolgunk. Így némely helyen nagy vastagságban halmozódhatott fel a
jégkorszakok poranyagából egy sajátos kőzet, a lösz, melyet fakó sárga
színéről, rendkívül finomszemcsés alapanyagáról könnyen felismer-
hetünk. Az apró, 10-50 mikrométer (0,01-0,05 milliméter) átmérőjű,
döntően kvarcból, földpátokból, kalcitból, dolomitből és agyagásvá-
nyokból álló szemcséket kalcit cementálja össze. Földünk szárazföld-
jeinek mintegy 10 százalékát borítják löszök, hazánk területének pedig
csaknem harmadán megtalálhatjuk.

Közelebről szemügyre véve azonban érdekes jelenséget fi-
gyelhetünk meg a csaknem egynemű löszsorozatokban: a fakó sárga
üledékeket vékony, néhány tíz centiméteres sötétebb, barnás, vöröses
sávok tagolják. A sötétebb szintek az eljegesedéseket tagoló felmele-
gedési időszakok – az interglaciálisok – képződményei. Ezekben az
időszakokban a belföldi jégtakaró visszahúzódott a pólusok irányába
és a jégkorszaki klímát felváltotta egy melegebb-nedvesebb periódus,
melynek viszonyai a manapság uralkodó éghajlat jellemzőihez hason-
lók. A korábban felhalmozódott löszök legfelsőbb rétegei a mállási fo-
lyamatok hatására talajokká alakultak. A pleisztocénre jellemző ciklikus
éghajlatváltozások következtében azonban néhány ezer, olykor néhány
tízezer év után újból beköszöntött a zord, hideg jégkorszak és ismét
a porfelhalmozódás és a löszképződés lett a főszerep. A korábban
létrejött talajok betemetődtek, őstalajokká (paleotalajokká) váltak és
lösz rakódott rájuk. Ezek a periódusok váltották egymást újra és újra,
míg kialakultak a löszrétegek és a paleotalajok egymással váltakozó,
nagyvastagságú sorozatai. A hideg időszakok egyenletes hőmérséklet-
csökkenését gyors, határozott váltással követik az intenzív felmelege-
dési periódusok. Ez az aszimmetria megfigyelhető az eolikus szedimen-
tációban is: a jégtakarókon a legtöbb ásványi por közvetlenül a meleg





időszakok előtt halmozódott fel, illetve a löszképződés is közvetlenül a talajosodási ciklusok előtt érte el a tetőpontját. A melegebb szakaszokból származó jégmintákban az oldhatatlan, terresztrikus eredetű komponensek részaránya csaknem nullára csökkent, a löszterületeinken pedig talajok képződtek. A Kárpát-medence fiatal paleotalajainak képződésében a porhullások szerepe a granulometriai adatok alapján jelentéktelen volt, a talajok a feküjükben található löszökből alakultak ki.

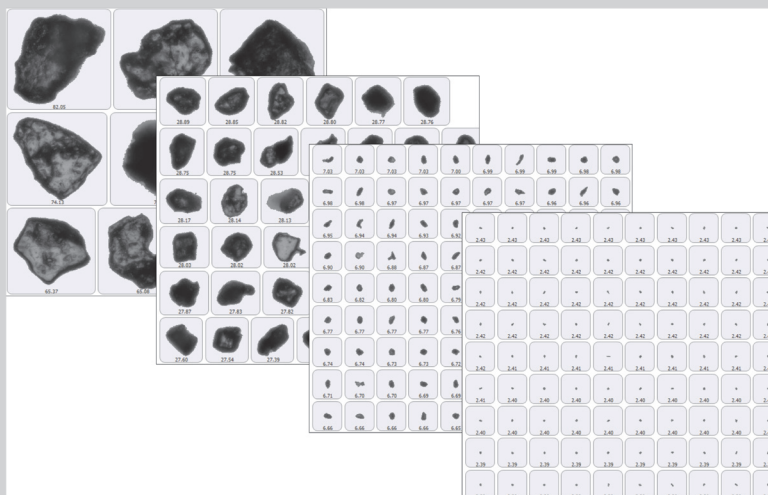
Az elemzések során kimutatható volt, hogy az idős, vörös paleotalajok szemcseeloszlási paraméterei eltérőek a fiatalabb képződményekétől. Következtetéseink szerint a finomszemcsés komponens részarányának megemelkedése a mállási, talajosodási folyamatokon túl a viszonylagosan megnövekedő háttérpor ülepedésének az eredménye. A háttérpor mennyiségének abszolút mértékben történő megemelkedéséhez a szaharai eredetű porkifúvások intenzívebbé és gyakoribbá válása is hozzájárulhatott, melyhez az időszakban uralkodóvá váló mediterrán klímahatás és az ehhez kapcsolódó fokozódó meridionális áramlási viszonyok vezettek. Ezt a hazai rétegsorok és a Földközi-tenger keleti részmedencéjéből szárazó mélyfúrásokkal történő párhuzamosításaink eredményei is alátámasztották, melyek szerint a kora-pleisztocén végén markáns interglaciális időszak szaharai porfluxosokkal kell számolni.

Mindezen eredmények újabb kérdéseket vetnek fel. Megfontolandóvá válik a széles körben alkalmazott szemcseméret-eloszlás elemzési adatok értelmezési lehetőségeinek pontosítása, valamint a geokémiai klímfüggvények és mállási indexek által szolgáltatott hőmérsékleti- és csapadéértékek revideálása. Ennek oka, hogy a talajok képződésekor uralkodó viszonyok rekonstruálásakor a detritális és a talajosodási folyamatok során képződő, másodlagos üledékkomponensek közül az utóbbiak rendelkeznek releváns lokális környezeti információkkal. Ezt a klímajelet a hullóporos eredetű finomszemcsés komponens torzítja, melynek mértékének (és részben anyagi minőségének) meghatározásával a rekonstrukciók pontosabbá válnának.





1. doboz



Finomszemcsés homok (az ábrán: 65-82 μm) és különböző kőzetliszt-méretű (27-28 μm ; 6,5-7 μm ; 2,4 μm) szél által szállított szemcsék mikroszkópos felvétele (Varga Gy.)

A porviharok elkülönítése a homokviharoktól a jellemző szemcseméret alapján történik, miszerint a porviharok során döntően agyag és közetliszt méretű szemcsék, tehát a $62,5\text{ }\mu\text{m}$ alatti szemcsefrakció szállítódik. Ez számos esetben átfedéseket jelent a két jelenség között, továbbá sok esetben a műholdas megfigyelések és mérések során ezek nem különíthetők el. Nagy távolságokra és nagy magasságokba ásványi szemcsék azonban csak porviharok során juthatnak el, mivel a homokszemcsékre ható gravitációs erő ilyen mértékű szél általi szállítást már nem tesz lehetővé. A múltbéli porviharok rekonstruálása során egyértelmű a helyzet, mivel a hullóporos eredetű üledékek elkülönítése más törmelékes üledékes kőzetektől a mért szemcseméret alapján történik.

A „viharossága” ezeknek a poros eseményeknek egy további bizonytalansági tényező. A Meteorológiai Világszervezet (World Meteorological Organization – WMO) ajánlása alapján azokat a helyzeteket nevezhetjük porviharnak, amikor a szél által szállított szemcsék hatására a látótávolság 1000 méter alá csökken. Vizsgálataink során, módszertani korlátok miatt ezt az 1000 méteres látótávolság-korlátot sok esetben nem lehet figyelembe venni.



Kutatási előzmények

FELHIVÁS A HULLÓ POR GYÜJTÉSÉRE.

Az 1911. év május hónap 29-től június hó 2-ig nagy porfelhő vonult át hazánk keleti felén. A porfelhő anyagának vizsgálata azt mutatta, hogy ezen porfelhő is azon évente ismétlődő portartalmú légáramok egyike, melyek délről a sivatagos területekről kiindulva végigvonulnak az északi mérsékelt öv felett. E légáramlatok portartalmának egy része majd itt, majd ott, a helyi meteorológiai állapot szerint vagy esővel, vagy hóval, vagy szárazon jut le a föld felszínére. Csak akkor tűnik fel, ha olyan helyen mutatkozik, ahol különben a poros légkör a ritkább tünetmények közé tartozik, mint pl. magas hegységben. Az Alföldön rendszeren olyankor jelzik a porhullást, ha az egész vidék hótakaróval van fődve s a por a hóra hullva megfesti azt, más évszakokban a poros légkör, a porhullás, mindennapi esemény.

Hazafias tisztelettel
Budapesten, 1913 február 8-án.

TREITZ PÉTER,
m. kir. agrófőorvos.



Kutatási előzmények

A porviharok, mint különleges természeti jelenségek korai leírásai

Az emberiség írott történelme során számos feljegyzés született pusztító por- és homokviharokról, porhullásokról, a légköri por által vörösre színezett esőről és hóról. A rendszeres műszeres méréseket megelőző megfigyelések csupán, mint különleges természeti jelenségekként írták le a porviharokat, messzemenő következtetéseket nem vonhatunk le belőlük.

Por- és homokviharok történelmi leírásai keverednek, a leghíresebb és egyben a legtöbb port felkavaró történet II. Kambüszész perzsa uralkodó homokviharba fulladt seregének a kérdése. Hérodotosz leírása szerint i.e. 524-ben II. Kambüszész ötvenezer katonát küldött Thébából, hogy pusztítsák el Ámon templomának jósdáját a Síva-oázisban, mivel az ottani papok nem akarták elismerni őt Egyiptom uralkodójaként. Mindannyian odavesztek, mikor az El-Kharga-oázist elhagyva hatalmas homokvihar támadt, ahogy Hérodotosz írta: „*Szél támadt délről, erős és halálos, hatalmas örvénylő homokoszlopokat hozva, ami teljes egészében beborította a katonákat*”.

Ezt a történetet sokáig csak mesének tartották, mivel valójában semmiféle kézzelfogható régészeti bizonyíték nem volt, ami megerősítette volna az ókori leírást. Még Almásy László tervei közt is szerepelt, hogy felkutassa az eltűnt sereg maradványait, mikor Rommelhez csatlakozott. Sikerral azonban senki sem járt. 1996-ban aztán Angelo és Alfredo Castiglioni vezette expedíció fegyvereket, bronztárgyakat és lószerszámokat talált, további leleteket és egy tömegsírt egy 2002-es újabb expedíció során tártak fel. Így Hérodotosz leírása a mintegy 2500 évvel ezelőtt történt pusztító homokviharról beigazolódottnak látszott. A kutatások eredményeit azonban nem közölték semmilyen tudományos szaklapban, az ásatások az egyiptomi hatóságok engedélye és felügyelete nélkül zajlottak, így az eredményeket sokan megkérdőjelezték. A Leideni Egyetem professzora, Olaf Kaper szerint máshogy történt minden, szerinte a sereg a Dakhla-oázis mellett vereséget szenvedett a lázadó egyiptomi vezér III. Petubasztisz hadaitól, aki ezután kiterjesztette hatalmát és fáraóvá





is választották. II. Kambüszész katonáinak veresége titokban maradt, majd később I. Dareiosz volt az, aki a csúfos vereség helyett a homokviharos történetet kitalálta és híresztelte, mely aztán Hérodotoszhoz is eljutott. Jól példázza mindez, hogy a por- és homokviharokhoz milyen képzettársítás kapcsolódott már akkoriban is.

Hasonlóan jelennek meg ezek az események bibliai leírásokban is, ahogy például Mózes 5. könyvében is olvashatjuk: „*Eső helyett homokot és port ad földedre az ÚR, az égből száll rád, míg el nem pusztulsz.*” (Mózes 5. könyve, a törvény summája 28:24). Ezeknek a mindennapos életet megnehezítő port és homokot szállító szeleknek számos régióban saját nevet is adtak; országonként gyakran máshogy nevezik ugyanazt a szelet, így jelentős kavarodás alakult ki ezeket a neveket illetően (2. doboz).

2. doboz

Porvihart okozó szelek helyi elnevezése

- **Bad-i-sad-o-bist-roz:** az Iráni-fennsík keleti, délkeleti részén májustól szeptember végéig jellemző északias irányú port szállító áramlás, melynek neve „*120 napig tartó szelet*” jelent. A forró száraz szél komoly szerepet játszik a térség időszakos tavainak fokozott nyári kiszáradásában.
- **Belat:** az Arab-félsziget DK-i partvidékén jellemző É-ÉNy-i szél, decembertől márciusig.
- **Berg:** namíbiai főn-jellegű poros-homokos szél.
- **Brume séche:** Afrika nyugati partjainál október és április között, harmattános események idején megfigyelhető enyhébb porkoncentráció megnövekedés.
- **Burán:** belső-ázsiai sztyeppéken kialakuló erős szélvihar, mely nyáron hatalmas mennyiségű port szállít.
- **Calima:** a Kanári-szigetek térségében megfigyelhető, Szahara felől érkező porral telített D-DK-i szél.
- **Chergui (v. Sharqi):** Marokkóban nyáron jellemző K-DK-i szél (az arab szó jelentése: „*kelet felől érkező*”). Gyakran a Sirokkó helyi elnevezésének írják le, de míg a Sirokkó alacsonynyomású rendszerekhez kapcsolódik, addig a Chergui gyakran az ÉK-i passzát és az Atlasz orográfiai akadályai miatt alakul ki.



• **Chili*:** Algériában és Tunéziában tavasszal jellemző DNy-i prefrontális szél.

• **Dschani:** a Szahara déli részén, a nap legmelegebb óráiban megfigyelhető, termikus konvekció hatására kialakuló helyi szél.

• **Ghibli*:** Líbiában tavasszal és nyár elején megfigyelhető, D-DK-i szél (jelentése „*Mekka felől fújó déli szél*”).

• **Guebli:** Algériában és Tunéziában, a belső magasföldek felől a parti síkságok irányába fújó, egész évben jellemző, de május és október közt legerősebb katabatikus szelek.

• **Haboob (habub):** konvektív képződmények (zivatarok, zivatarlancok) leáramló és a talajon radiálisan szétterülő kifutószeléhez kapcsolódó heves porviharok arab elnevezése, de szerte a Földön (pl. Szahara, Arizona, Ausztrália) használják az így kialakuló rendkívül intenzív porviharos események leírására ezt a kifejezést.

• **Harmattán:** a Szahara déli részén októbertől-ápriliséig jellemző ÉK-i passzát szél. Legintenzívebb események során a Bodélé-medencéből kifújó por a teljes Guineai-öblöt beteríti.

• **Hei feng („fekete szél”):** különböző szinoptikus helyzetekhez kapcsolódó, Kínában megfigyelhető, főként ÉNy-i, sivatagos területek felől fújó szél.

• **Huang feng („sárga szél”):** különböző szinoptikus helyzetekhez kapcsolódó, Kínában megfigyelhető, főként ÉNy-i, sivatagos területek felől fújó szél.

• **Irifi:** a Szahara nyugati részén, az Atlanti-óceán partjai mentén megfigyelhető keleti forró, száraz szél.

• **Kali Andhi:** az Indus völgyében késő tavasszal, a monszun érkezése előtt jelentkező porviharos események helyi elnevezése, jelentése: „*fekete vihar*”.

• **Khamsin*:** Kelet felé mozgó alacsony nyomású képződmények előoldalán kialakuló, olykor hosszú időn keresztül fennmaradó erős D-DK-i szél, a Szahara ÉNy-i térségében jellemző, döntően tavasszal. Az arab szó jelentése „*ötven*”, mivel olykor akár 50 napon keresztül is ez a szél határozza meg az érintett térség időjárását, valójában több, egymást néhány napos eltéréssel követő mediterrán- vagy Sharav-ciklon hatása érvényesül.

• **Kharif:** Szomália felől az Adeni-öböl irányába fújó erős, gyakran viharos erejű DNy-i szél.

• **Kosa:** Japán térségét elérő, az ázsiai kontinens sivatagi-félsivatagi területei felől a nyugatias áramlásokkal érkező porral telített légtömegek





összefoglaló neve. Gyakran intenzív porhullásos, porkimosódásos epizódokat jelentenek a Kosa-események után a szigetországban.

- **Kossava:** az Aldunán és az Alföld déli részén főleg ősszel és tavasszal kialakuló erős délkeleti szél.

- **Leste:** a Madeira- és Kanári-szigeteken tapasztalható szaharai porviharos eseményekért felelős forró, száraz, keleti szél.

- **Leveche:** Katalán nyelven: Llebeig vagy Garbi. Az Ibériai-félszigetet elérő szaharai port szállító DNy-i szél.

- **Pampero:** Dél-Amerikában a Pampákon képződő zivatarláncokhoz kapcsolódó heves szélkitörések helyi elnevezése, mely során a löszös területekről nagymennyiségű por kerülhet a légkörbe (ennek a konkrétan porviharos eseményeknek a neve: *Pampero Sucio*; „piszkos”, „koszos” *Pampero*).

- **Palouser:** az Egyesült Államokban, Idahóban és Washington államokban gyakori katabatikus szél, mely a Palouse folyó völgyére csap le. A szél által légkörbe juttatott finomszemcsés por a pleisztocén Missoula-tó üledékéből, valamint a környéken jellemző Palouse Löss Formáció anyagából származik.

- **Santa Ana:** Kalifornia déli részének partvidékén megfigyelhető fónszél. Jellemzően ősszel és télen alakul ki, de előfordulhat az év bármely szakában. A Nagy-medence felett kialakuló magasnyomású központ felől érkező áramlás a Sierra Nevada hegységbe ütközve dél felé térül el és a Mojave-sivatag felett felmelegszik, elveszíti páratartalmát. A Csendes-óceán partvonalával párhuzamosan húzódó hegyvidékek szűk kanyonjaiból csap le a partvidékre. A legsúlyosabb kaliforniai erdőtüzek szinte minden esetben Santa Ana szeles időszakokban alakulnak ki.

- **Shamal:** a Tigris és az Eufrátesz völgyéből kiinduló, a Perzsa-öblöt betérítő porviharok kialakulásáért felelős, jellemzően tavasszal és nyáron (néha télen) kialakuló ÉNy-i szél. A poláris és a szubtrópusi magaslégköri futóáramlás együttes hatása révén létrejövő erős hidegfrontokhoz kapcsolódóan alakul ki. Évente mintegy 20-50 napon keresztül határozza meg a térség időjárását.

- **Sharav:** tavasszal és nyáron a Földközi-tenger és a szaharai sivatagi területek közt kialakuló nagy hőmérséklet-gradiens és az Atlasz-hegység szabad légköri áramlásokat módosító hatására létrejövő sajátos alacsony nyomású képződmény, mely kelet felé mozogva az afrikai kontinens ÉNy-i részén, valamint a Földközi-tenger keleti medencéjében észlelt porviharos események kialakulásáért felelős.





- **Sharqi:** a Közel-Keleten áprilistól június közepéig, majd szeptember és november között újra előforduló D-DK-i szél helyi elnevezése. Marokkóban szintén használják ezt az elnevezést (és a hasonló Cherguit is) a nyári keleti szélre.
- **Shlour*:** Libanonban és Szíriában kialakuló D-DNy-i szél, jellemzően tavasszal a legintenzívebb.
- **Sirokkó:** a Földközi-tenger térségében képződő alacsonynyomású légköri képződmények előoldalán kialakuló délies szél. (*A *-gal megjelölt helyi szelek mind a Sirokkó-szélcsalád tagjainak helyi elnevezései.*) Így ahogy a ciklon keleti irányban mozog, számos országon áthaladva számos más-más elnevezéssel illetik ugyanazt a rendszert.
- **Solano:** Spanyolország déli részén, főként Andalúziában tavasszal és nyáron jellemző afrikai eredetű forró délies áramlás.
- **Számum:** a Szahara és a Közel-Kelet területén kialakuló rövid ideig (általában maximum 20 percig) tartó rendkívül forró, ciklonális örvénylésű szél, melyet „mérgező szélnek” is neveznek, mivel a hőmérsékletet nagyon rövid idő alatt akár több tíz fokkal is megemelkedhet, mely hőhullámokhoz, de akár szív- és érrendszeri betegek halálához is vezethet.
- **Tolveranes:** mexikói, heves porviharokat kialakító szél

Az első, tudományos szempontból releváns megfigyeléseket Wendelin, G. (1646) és Wendelin, G. et al. (1647) végezték, akik a Brüsszelben észlelt vörösés színű esőt és a begyűjtött csapadékmintákat laboratóriumban elemezték. Azonban a valószínűsíthető szaharai eredet nem jelenik meg a cikkekben. Egy évszázaddal később Dobson, M. (1781) volt az, aki először nevezte meg a Szaharát, mint távoli forrásterületet, mikor a Zöld-foki-szigetek közelében hajózva észlelt lecsökkenő látótávolságot a Harmattán által Afrika nyugati területéről odafújt légköri porral magyarázta. Ugyancsak Afrika nyugati partjainál figyelt fel az érdekes jelenségre Charles Darwin is, aki a Beagle fedélzetén többször gyűjtött mintát a porhullások termékéből, megfigyeléseit és elemzéseit a „*The Darwin Correspondence Project*” adatbázisában fellelhetők közül 15 levelében és egy tanulmányában (Darwin, C. 1846) írta le.

A környezeti változások időről-időre újabb térségekben eredményeztek száraz periódusokat, így például 1898-1899 között Belső-Ázsiában kialakuló porviharok kerültek az orosz kutatók figyelmének középpontjába





(pl. Nikolaev, S. 1898; Safonov, P.A. 1898; Sanin, N. 1898). Az 1901-1903 közti afrikai szárazságok és a megerősödő szelek hatására gyakoribbakká váló európai (egészen a Brit-szigetekig és Skandináviáig) porkiülepedés-észlelések, az úgynevezett „*Sirokkó porviharos években*” számos publikációt eredményeztek (pl. Barač, M. 1901; Hellmann, J.G.G. 1901, 1903; Mill, H.R. 1902, 1903; Mill, H.R. és Lempfert, R.G.K. 1904).

A magyar kutatók közül Lóczy Lajos és Cholnoky Jenő nevét kell elsőként megemlítenünk, akik elsősorban Ázsiában tett utazásaik és tapasztalataik alapján figyeltek fel a hazánk szempontjából is érdekes légkörből kiülepedő por földrajzi jelentőségére (Lóczy L. 1886, 1890, 1913; Cholnoky J. é.n.). A helyi eredetű porkifűvások hatásain túl, a nagy távolságokról származó – főként szaharai – poranyag mennyiségét, gyakoriságát és talajtani hatásait Treitz P. (1913; 1921) vizsgálta elsőként Magyarországon (Treitz P. 1913 p. 85):

„Az 1911. év május hónap 29-től június hó 2-ig nagy porfelhő vonult át hazánk keleti felén. A porfelhő anyagának vizsgálata azt mutatta, hogy ezen porfelhő is azon évente ismétlődő portartalmú légáramok egyike, melyek délről a sivatagos területekről kiindulva végigvonulnak az északi mérsékelt öv felett. E légáramlatok portartalmának egy része majd itt, majd ott, a helyi meteorológiai állapot szerint vagy esővel, vagy hóval, vagy szárazon jut le a föld felszínére. (...) A porhullásra vonatkozó feljegyzések tanulmányozásából kitűnt, hogy minden évben van porhullás.”

Treitz P. (1913) véleménye szerint a Kárpát-medence talajainak holocén fejlődésében a porhullások döntő szerepet játszottak mind az alföldi, mint a hegységi térségekben.

Az emberi hatásra bekövetkező környezeti változások kapcsán is meg kell említenünk a porviharokat. Észak-Amerika belső területein viszonylag ritka jelenségek voltak a porviharok, ez az 1930-as években jelentősen megváltozott. A prérít mezőgazdasági termelés alá vonó tömegesen megjelenő farmerek tevékenysége és néhány aszályos év következtében soha nem látott talajeróziót okozott a defláció. Hatalmas homok- és porviharok alakultak ki, mely során a 6,5 millió hektárnyi területről pusztult le a talaj felső, legtermékenyebb része, és mintegy 2,5 millió ember hagyta el otthonát (3. doboz)





3. doboz
Dust Bowl



*Porvihar közeledik Stratford (Texas, USA) felé 1935. április 18-án
(forrás: NOAA George E. Marsh Album.*

John Steinbeck az *Érik a gyümölcsben* leírja a Joad család történetét, akik oly sok bajtársukkal együtt kénytelenek elhagyni oklahomai otthonukat és szerencsét próbálnak Kaliforniában. A gazdasági válsággal közel egy időben kezdődött száraz évek és a földeket traktorokkal feltörő farmerek együttesen hatalmas katasztrófát idéztek elő.

A szárazság során az immáron természetes növényzetétől megfosztott szántóföldek kiszáradt finomszemcsés legfelső rétegét a szél könnyen a levegőbe emeli és hatalmas porviharok formájában több ezer kilométeres távolságra is elszállíthatja. A kansasi, coloradói, oklahomai, texasi, új-mexikói, észak- és dél-dakotai családok ezrei menekülnek el a megélhetésüket biztosító mezőgazdasági termelés ellehetetlenülése, a banki hitelek és az iszonyatos életkörülmények miatt. Egyes térségekben az évi száz napot is meghaladta a porviharos napok száma. Ezek a porviharok gyakran a látótávolság nullára csökkenéséhez vezettek és fulladásos halált is okozhattak azok számára, akik nem tudtak valami menedéket találni. A még éhen nem pusztult háziállatok tömegesen pusztultak el, mivel képtelenek voltak levegőt venni. A házak nyílásait





vizes ruhákkal tömték be, de ez sem jelentett megoldást, a porszemcsék megtalálták mindenhol a bevezető utat. Még a hűtőszekrények belsejébe is jutott a porból. Ezt a porviharos időszakot hívjuk *Dust Bowl*-nak („*porkatlan*”).

A nagyobb ciklonokhoz kapcsolódó hidegfrontok hatalmas területeket érintenek, így egyes esetekben a porviharok a kanadai prérítől lenyúltak egészen Texas déli területéig, és kiterjedtek Montanától az Atlanti-óceánig. Összességében kb. 6,5 millió hektárnyi szántóföldet érintettek ezek a talajpusztító évek, melynek 43%-a rendkívül súlyosan sérült. 1934 májusában egy ilyen hatalmas porvihar során mintegy 300 millió tonna port emelt fel a szél és még az ovális iroda íróasztalára is jutott belőle, sőt a keleti parttól 300 mérföldre tartózkodó hajók fedélzetén is észlelték a kihulló szemcséket. Öt órára sötétbe borult New York, Baltimore és Washington.

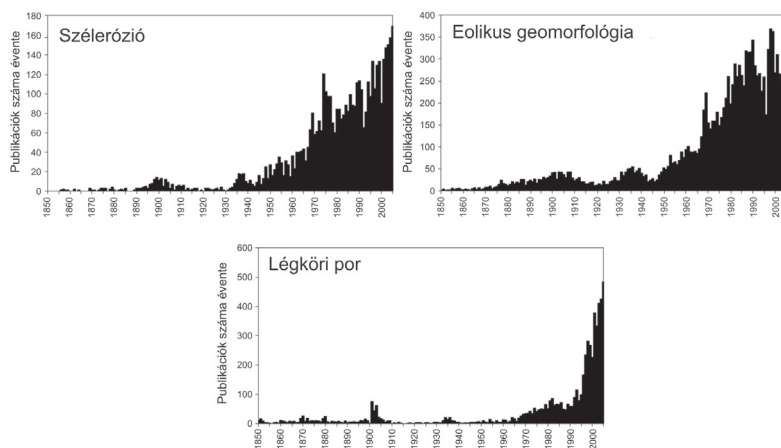
Publikációs trendek

A környezeti kutatások homlokterébe került porviharokkal, a poranyag kialakulásával, elszállításával és kiülepedésével, felhalmozódásával a légköri por éghajlati és egyéb környezeti hatásaival, valamint a földtörténeti múltban akkumulálódott hullóporos eredetű üledékek paleoklimatológiai és ösföldrajzi rekonstrukciókban betöltött szerepével foglalkozó tudományos közlemények száma exponenciálisan emelkedik évről-évre (*1. ábra*).

A témakörhöz kapcsolódó tudományos cikkek számát környezeti és történelmi események is befolyásolják. A diagramokon jól megfigyelhetők ezek a változások: a XX. század elejének szárazságaihoz köthető „*Sirokkó porviharos évek*” eseményei, az Egyesült Államok „*Dust Bowl*” éve, a Száhel övezet aszályai az 1970-es évek elején, valamint a két világháború hatásai is megjelennek az ábrán.

A háborús évek a publikációk számát lecsökkentették ugyan, de azokban az esetekben, mikor a fő hadszínterek a száraz-félszáraz térségekre jutottak, akkor a kutatások felélénkülésével is számolhatunk. Az eolikus kutatások egyik legfontosabb periódusa éppen a II. világháború volt, amikor egymással párhuzamosan mindkét fél tudó-





1. ábra. Eolikus folyamatok kutatásához kapcsolódó tudományos publikációk számának alakulása 1850-től 2005-ig (forrás: Stout, J.E. et al. 2009).

sok segítségével próbált előnyt szerezni. Ralph Alger Bagnold „*The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*” című munkája éppen ennek az időszaknak a terméke (Bagnold, R.A. 1941). A sivatagi térségekben végzett hadműveletek a légköri por mennyiségét is megnövelhetik abban az esetben, ha a deflációtól védő kergeket járművekkel feltörik (Oliver, F.W. 1945).

Az elmúlt évtizedekben is jellemző volt, hogy katonai szempontból vált fontossá a porviharok kutatása. Az iraki, afganisztáni és líbiai hadműveletek során a légköri látási viszonyok pontos ismerete döntő jelentőségűnek bizonyult (pl. Liu, M. et al. 2007). Ugyancsak érdeklődésre tart számot az esetleges nukleáris fegyverek radionuklidjainak ásványi porszemcséken való megkötődése és szállítása (Bach, W. 1986).

A légköri porhoz kapcsolódó kutatások számának 1995 után történő minden korábbinál jelentősebb megemelkedése több okra is visszavezethető. Az amúgy is egyre nagyobb hangsúlyt kapó környezeti és éghajlati vizsgálatok során ekkorra vált egyértelművé, hogy a korábbi időszakokban a finomszemcsés törmelékek hatásait jelentősen alulbecsülték. Ezen felül a kínai porviharok és löszterületek kutatásai





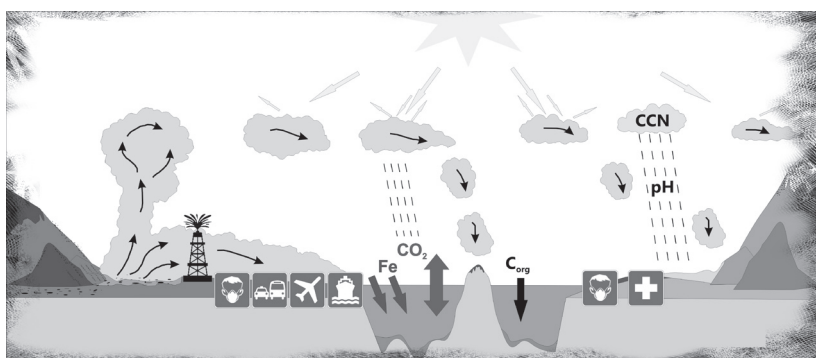
ekkorra érték el világszínvonalú eredményeket, az évente megjelenő kínai első szerzős tudományos publikációk száma csaknem megötszörözött ebben az időszakban (Stout, J.E. et al. 2009). Az eolikus folyamatokhoz köthető tudományos érdeklődés további erősödését mutatja, hogy saját nemzetközi szervezetet (*International Society of Aeolian Research*) hoztak létre, melynek saját szaklapja (*Aeolian Research*) is csak ezzel a témakörrel foglalkozik.







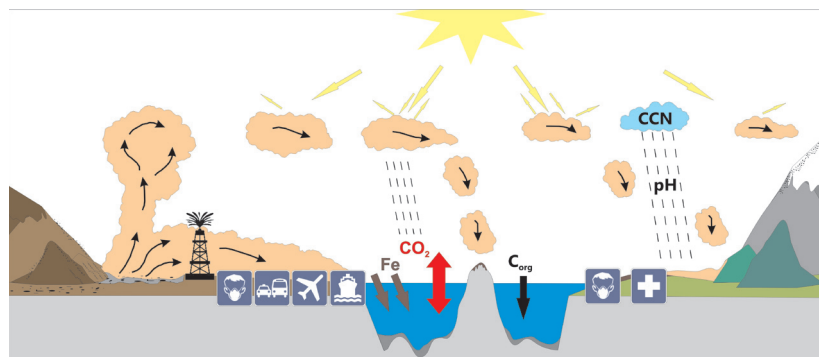
A szél által szállított ásványi por vizsgálatának jelentősége környezeti és éghajlati folyamatokban





A szél által szállított ásványi por vizsgálatának jelentősége környezeti és éghajlati folyamatokban

A porviharok jelenkori mérései és megfigyelései alapján felismert éghajlat-módosító hatások tárgyalása a légköri por múltbéli folyamatokban fokozottabban betöltött szerepe miatt is fontos. Ezek a szemcsék aktív komponensei az éghajlati rendszerünknek (2. ábra – Harrison, S.P. et al. 2001; Kohfeld, K.E. és Tegen, I. 2007; Maher, B.A. et al. 2010; Pósfai, M. és Buseck, P.R. 2010).



2. ábra. Porviharok és a légkörben szállított, majd leülepedett ásványi por környezeti hatásai (Varga Gy.).

Besugárzási viszonyok

A légköri por közvetlen és közvetett módon is képes befolyásolni Földünk energiaháztartását. A légkörbe juttatott ásványi szemcsék legfontosabb közvetlen hatása a Napból érkező rövidhullámú sugárzás visszaverésében, szórásában és elnyelésében van. Az, hogy e három folyamat közül melyik játszódik le, a szemcsék mikromorfológiai és mineralógiai tulajdonságaitól, illetve a vertikális eloszlásuktól függ. A teljes sugárzási mérlegben betöltött szerepük azért is nehezen megállapítható, mert egy-egy porfelhőben többféle anyagú (kvarc, kalcit, gipsz, agyagásványok, csillámok, stb.) és többféle alakú egyedi ásványi szem-





cse, valamint aggregátum található (Arimoto, R. et al. 2006), melyek más és más optikai tulajdonságokkal rendelkeznek. A sötétebb színű szemcsék (pl. hematit, goethit) több sugárzást nyelnek el, lokálisan fűtő hatásúak, míg a világosabbak esetében a hőmérséklet-csökkenést eredményező visszatükrözés (pl. sókristályok) és szórás (pl. kvarc) a domináns (Liao, H. és Steinfeld, J.H. 1998; Sokolik, I.N. és Toon, O.B. 1999). Az ásványi összetétel a lehordási terület földtani felépítésétől függ döntően, de a légköri szállítás folyamán állandóan változik, hiszen a nagyobb és/vagy nehezebb szemcsék korábban kihullhatnak a porfelhőből, módosítva ezzel a radiatív tulajdonságokat is.

Első pillantásra meglepő, hogy globális mérlegekben a por sugárzásra gyakorolt (radiatív) szerepe függ az ásványi anyagot tartalmazó légtömeg alatt elterülő felszín tulajdonságaitól is. Jobban belegondolva viszont ez mégis csak evidens, hiszen nem mindegy, hogy egy viszonylag sötét óceáni térség fölött található magasabb porkoncentrációjú légtömegről, vagy egy világos sivataggal, jéggel borított terület felett található légköri ásványi szemcsékről beszélünk. Előbbi esetben egy por nélküli, „tisztá légkörön” áthaladó sugárzás nagymértékben elnyelődne, míg a világosabb területek inkább visszavernék a beérkező sugárzást. A légköri por hűtő hatása jobban érvényesül az alacsonyabb albedójú területek fölött. Összességében a légköri por a sugárzási mérleget negatív irányban alakítja, dominánsan hűtő hatást fejt ki (Solmon, S. 2007). A porhullások során leülepedő por a felszín albedóját is módosítja. Ez a hatás leginkább a jéggel és hóval borított területek sugárzási viszonyait befolyásolja, hozzájárulva ezzel az adott terület átlagosnál nagyobb mértékű felmelegedéséhez, illetve a jégborjadzáshoz.

A besugárzást közvetett módon is alakítják a porviharok. A közetliszt méretű szemcsék a légkörbe jutva a felhőképződéshez szükséges kondenzációs magként is viselkedhetnek, melyek nélkül nem alakulhatnak ki a felhőket felépítő cseppek (Twomey, S.A. et al. 1984). A kondenzációs magvak számának növekedése adott vízgőztartalom mellett több, de kisebb méretű felhőcsepp kialakulásához vezet, így a felhő színe világosabb lesz, tehát több sugárzást ver vissza (Shine, K.P és Forster, P.M.D. 1999). A kisebb cseppek másik tulajdonsága, hogy légköri tartózkodási ideje viszonylag hosszú, következésképpen a felhő





radiatív hatását hosszabban fejtí ki, illetve a csapadék valószínűsége csökken, növelve ezzel a terület ariditását és a légkörbe kerülő por mennyiségét (Rosenfeld, D. et al. 2001).

A légköri por és a szén-dioxid mennyisége

Az atmoszféra szén-dioxid koncentrációja a Föld energiaháztartásának jelentős módosító tényezője, melynek mennyiségét többek között biológiai folyamatok szabályozzák. A kapcsolatok meghatározása a CO₂, az éghajlat, a biológiai tényezők és a légköri por között bonyolult visszacsatolási mechanizmusok (biogeokémiai ciklusok) figyelembevételével valósulhat meg.

Az arid-szemiarid lehordási területekről származó évi több milliárd tonna ásványi por jelentős mennyisége hullik tengerekbe, óceánokba. A mélytengeri üledékek tanulmányozása során megállapítást nyert, hogy a hullóporos eredetű lerakódások többi szedimenthez viszonyított részaránya egyes óceáni térségekben meghaladhatja a 80%-ot (pl. Blank, M. et al. 1985; Pye, K. 1987). A világtengerek egyes, a szárazföldről, tengeráramlásoktól távoli területei biológiai értelemben sivatagnak tekinthetők, így a szél által szállított tápanyagban (Si, Fe, P, stb.) gazdag poranyag mennyisége döntő szerepet játszik ezeknek a tengeri ökoszisztémáknak a működésében. A tápanyagtöbblet katalizálja a fotoszintézist, hozzájárulva ezzel a fitoplankton szervezetek által megkötött CO₂ mennyiségének az emelkedéséhez, csökkentve ezzel annak légköri koncentrációját. A légkörbe kerülő foszfor globális léptékű legfőbb forrása a sivatagi területekről kifűjt ásványi por, mely a teljes légköri foszfát mérleg 83%-át (~1,15 millió tonna/év – Mahowald, N. et al. 2008) jelenti. A szaharai forrásokból származó ásványi por tekinthető a legfőbb külső foszfor-forrásnak mind az Atlanti-óceán (Mills, M.M. et al. 2004; Okin, G.S. et al. 2011), mind a Földközi-tenger (Krom et al. 2004) viszonylatában. Egyes felvetések szerint a dél-amerikai esőerdők számára is nagy jelentőségű az észak-afrikai eredetű ásványi porként érkező foszfor (Swap, R. et al. 1992).

A jégmagok pormintáinak és légbuborékainak elemzései alapján a földtörténeti múltban a légköri por és CO₂ mennyisége csaknem





mindig ellentétes irányban változott (EPICA Community Members 2004). Ez a fordított arányosság a két komponens között Ridgewell, A.J. (2002) szerint a porviharok által az óceánokba szállított ásványi tápanyag és a fitoplankton CO_2 -megkötő tevékenysége között fennálló viszony miatt alakult ki. Számítógépes modellkísérletek eredményei alapján az ásványi porhullások akár a légköri CO_2 -koncentráció 30 ppm-os csökkenését is eredményezhetik (Bopp, L. et al. 2003).

A fitoplankton szerepet játszhat a korábbiakban tárgyalt besugárzási viszony alakításában is. A nyílttengerek felett kialakuló felhők képződéséhez szükséges kondenzációs magot többnyire a dimetilszulfid szerves aeroszol képezi, melynek mennyisége a fokozódó fitoplankton produkció következtében megnő, növelve ezzel a felhők általi besugárzás csökkenést (Henriksson, A.S. et al. 2000).

Talajképződés befolyásolása

A porviharok kialakulási feltételei közül nagy fontosságúak a forrásterület pedológiai viszonyai, mivel a szél kritikus nyírófeszültsége nagyban függ a talajok, illetve a talajoknak nem minősülő laza, törmelékes üledékek szemcseméretétől, nedvességtartalmától, vízháztartásától. Vizsgálataink során azonban nem csupán, mint képződési kritériumot kell elemeznünk a talajokat, a kapcsolat a talajtakaró és a porviharok között kétirányú, kölcsönhatások alakítják a folyamatokat. A defláció a talaj felső, legtermékenyebb rétegeit érinti, mely során durvább szemcseméret és alacsonyabb humusztartalom alakul ki, jelentősen hozzájárulva a terület elsivatagosodásához. Hazánk területét is érzékenyen érinti a száraz periódusok után bekövetkező talajpusztuláshoz vezető szélrózsió, melyet tovább fokozhatnak a helytelen talajhasznosítási módok is (Lóki J. 2003; Szabó J. et al. 2007).

A porhullások talajképződési mechanizmusokban betöltött szerepe is jelentős, melyet két oldalról is megközelíthetünk: az alapkőzet irányából, illetve a talajfejlődés későbbi folyamatai felől. A pedogenezist döntően befolyásoló alapkőzetek közül kiemelt jelentőségűek a földtörténeti múlt porviharai során felhalmozódott, hullóporos eredetű törmelékes üledékek. A löszös kőzeteken, részben e kőzetek-





ből alakulnak ki a legjobb minőségű mezőszégi-jellegű talajok. Ehhez a megfelelő klimatikus feltételeken túl szükséges tehát a megfelelő szerkezetű, porozitású, szemcseméretű alapkőzet.

Egyes régiókban a leülepedő ásványi por közvetlen hatása révén is fontos pedogén tényezőnek tekinthető. Számos helyről ismerünk talajtani leírásokat, melyekben a talajtakaró és az alapkőzet ásványi összetétele összeegyeztethetetlen. Elsősorban adott talajok magas kvarc-tartalma alapján lehet megállapítani, hogy a talaj nem keletkezhetett a fekü kőzet (pl. bazalt vagy karbonát) mállástermékeként. Többek között például Izraelből (Singer, A. 1967) és a Hawaii-szigetekről (Rex, R.W. et al. 1969) ismerünk bázikus kőzeteken képződött kvarcban gazdag talajokat.

A szaharai por jelentősége Európa környezeti folyamataiban

A Szahara területéről évente több száz millió tonna ásványi por jut el Európába (D'Almeida, G.A. 1986). Yaalon, D.H. (1997) szerint a Földközi-tenger térségében jellemző vörös talajok kialakulásában döntő szerepe volt a mintegy 5 millió éve jelen lévő szaharai porkitörések során leülepedett kőzetliszt méretű ásványi pornak, melyet a szemcseeloszlási adatokon túl az agyagásványos összetétel (paligorszkít) is igazol (Atalay, I. 1997). A mediterrán vörös talajok alapanyagának hullóporos eredetére vonatkozó adatokat ismerünk Portugáliából (Jahn, R. et al. 1991), Spanyolországból (Muhs, D.R. et al. 2010), Olaszországból (Jackson, M.L. et al. 1982), Horvátországból (Durn, G. et al. 1999), Görögországból (MacLeod, D.A. 1980) és Törökországból (Atalay, I. 1997) is. Cremaschi, M. (1990a, 1990b) szerint az isztriai és dalmáciai löszök poranyagának jelentős hányada szintén szaharai eredetű.

A Mediterráneum légkörének állapotát is befolyásolja a szaharai por, egészségügyi problémák lehetőségét növelve ezzel (Griffin, D.W. et al. 2001). A légköri PM_{10} -es szállópor koncentrációja Spanyolország (Rodríguez, S. 2001), Olaszország (Matassoni, L. 2011) és Görögország (Gerasopoulos, E. et al. 2006) egyes régióiban a szaharai porkitörések alkalmával gyakran az egészségügyi határérték fölé emelkedik, emiatt az új európai emisszió csökkentési direktívák betartása esetenként nem valósítható meg.





Egyes forrásterületekről származó porkitörések alkáliákban gazdag anyaga a csapadék pH-viszonyait is módosíthatja, hozzájárulva ezzel a savas esők gyakoriságának csökkenéséhez (Rogora, M. et al. 2004). Szaharai eredetű porhullásos események felismeréséhez azonosító bélyegként használják a megnövekedett kémhatású csapadékokat (Špoler Čanić, K. et al. 2009). Psenner, R. (1999) szerint a Pireneusok és az Alpok enyhén-lúgos tavai a XX. század második felében a szaharai por hatására nem váltak savassá, ellentétben például a Skandináv térség hasonló tavaival.

Az ásványi por, mint szennyezőanyag

A légkörbe kerülő, majd onnan kiülepedő ásványi szemcsék egyes térségekben komoly környezeti, egészségügyi és egyéb problémákat okozhatnak. A légköri por mennyiségét döntően természetes folyamatok határozzák meg, az antropogén hatások szerepe azonban folyamatosan növekszik. A poranyag minősége, összetétele számos esetben emberi hatások következtében károsan módosul; a környezetünkre ártalmas anyagok egyre nagyobb arányban jelennek meg a porviharok anyagában (Griffin, D. W. et al. 2001). Növényvédőszeres és ipari szennyeződések gyakran rakódnak rá a kitűnő hordozóközegnek számító porszemcsék felszínére, és jutnak el ily módon nagy távolságokra. Japánban komoly problémákat okoznak a Kína belső területeiről kiinduló és a part menti ipari területek felett „szennyeződő” porviharok (Arimoto, R. et al. 2006).

Szervezetünk számára káros, hogy a porszemcsék között gyakran találni gombákat, baktériumok, vírusokat, melyek betegségek kialakulásáért felelősek. Így például pormintákból sikerült kimutatni már a pestist okozó *Yersinia pestis* nevű baktériumot vagy például a TBC-ért felelős *Mycobacterium tuberculosis*-t is. A porviharok azonban önmagukban, mindenféle szerves eredetű szennyező anyag nélkül is károsak tudnak lenni az emberi szervezetre légúti és légzőszervi betegségeken keresztül (pl. szilikózis).

Az egészségügyi határérték a légköri szállópor 10 µm-nél kisebb szemcséire (PM₁₀) 24 órára vonatkoztatva 50 µg/m³, míg az éves





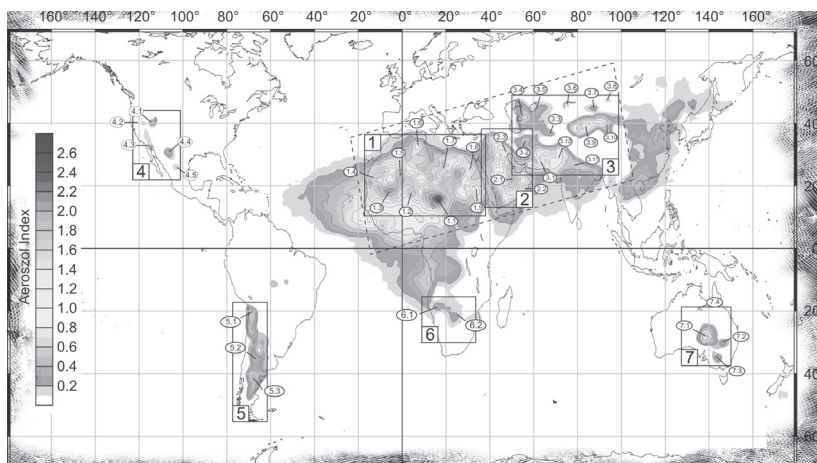
átlag $40 \mu\text{g}/\text{m}^3$ -nél nem lehet nagyobb. Ezzel szemben a légkör természetes porkoncentrációja a főbb forrásterületeken a mérések szerint $10^2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ - $10^5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ közötti tartományban változik. A határértékek betartását azonban számos esetben (pl. Olaszország, Görögország) nehezítik az ország-, sőt kontinens határokon is átnyúló természetes folyamatok következtében kialakult nagyméretű porkitörések, melyek során nem ritkák a $20\,000$ - $25\,000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ -es értékek sem (Mori, I. et al 2003).

A tápanyagként a tengerekbe hulló por egyes területeken káros hatású is lehet. Számos helyről vannak információink arról, hogy a sivatagokból származó porhullások után káros hatású algavirágzás indul meg, melyet a *Karenia brevis* idegmérget termelő gyilkos algafaj elszaporodása okoz (Goudie, A.S. és Middleton, N.J. 2006). A Karib-térségben a szaharai eredetű porhullások nyomán gyakran alakulnak ki tömeges korallpusztulási periódusok. Shinn, E. A. et al. (2000) szerint ennek oka a porviharok által szállított egyre több káros anyag.





Porforrásterületek globális katasztere, a poranyag képződése, jellemző geo(morfo)lógiai környezetek





Porforrásterületek globális katasztere, a poranyag képződése, jellemző geo(morfo)lógiai környezetek

Korábbi években a fő lehordási területnek tekintett sivatagi-félsivatagi térségek gyér mérőhálózata miatt nem rendelkezünk megfelelő mennyiségű meteorológiai adattal. Ez mára már megváltozott, így a közvetlen felszíni és légköri mérések adatsorai, valamint a globális távérzékelési módszerekkel gyűjtött adatok alapján a porviharok kialakulását, méretét és gyakoriságát, ezáltal a légkörbe kerülő por mennyiségét, és a mindezeket szabályozó éghajlati, meteorológiai, geomorfológiai, föld- és talajtani, illetve antropogén folyamatokat viszonylag jól ismerjük (*I. táblázat*). Azonban ezek a hatótényezők már viszonylag rövid intervallumot vizsgálva sem tekinthetők állandónak; különböző időléptékű ciklicitást, változást mutatnak. Általánosságban azt mondhatjuk, hogy a globális ásványi por emisszió 1-3 milliárd tonna évente (Tegen, I. et al. 1996; Mahowald, N. et al. 1999; Ginoux, P.M. et al. 2001, 2004).

Műholdas mérések TOMS és OMI Aeroszol Index alapján

A légköri por környezeti jelentőségének felismerése révén kialakított specifikus meteorológiai mérőhálózatok terjedésének és a műholdas mérési adatsorok elegendő hosszúságának és hozzáférhetőségének, valamint a folyamatosan fejlődő számítógépes adatelemzési technikáknak köszönhetően a jelenkori porviharok legfontosabb lehordási területeit, szezonális vagy többévente jelentkező intenzitási változásait egyre pontosabban ismerjük.

A leghosszabb mérési sorozattal és kellően részletes tér- és időbeli felbontással az elérhető adatbázisok közül a NASA Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) és Ozone Mapping Instrument (OMI) aeroszol adatai rendelkeznek (Herman, J.R. et al. 1997; Torres, O. et al. 1998). Az 1978 novemberétől kezdődő adatsorok az északi és a déli szélesség 70. szélességi foka közötti területekről tartalmaznak napi gyakoriságú adatokat $1^\circ \times 1,25^\circ$ -os, illetve $1^\circ \times 1^\circ$ horizontális felbontással. Az Aeroszol Index (AI) értékét a légköri szemcsék felületén



1. táblázat. A porviharok kialakulását, méretét és gyakoriságát befolyásoló legfőbb tényezők

	Éghajlat, meteorológia	Föld- és talajtan	Geomorfológia	Egyéb
Poranyag Kialakulása	<ul style="list-style-type: none"> – Ariditás – hőmérséklet értéke és eloszlása – csapadék mennyisége, eloszlása és intenzitása – evapotranszpiráció 	<ul style="list-style-type: none"> – aprózódás, mállás – szemecseméret – ásványos összetétel – sűrűség – talajtípus – talajnedvesség – mésztartalom – szervesanyag-tartalom 	<ul style="list-style-type: none"> – reliefenergia – lejtős tömegmozgások – kitértség – vízhálózat 	<ul style="list-style-type: none"> – földhasználat
Poranyag Szállítása	<ul style="list-style-type: none"> – légmozgások – szélesebség – szélirány – vertikális légmozgások – csapadékviszonyok (nedves ülepedés) 	<ul style="list-style-type: none"> – kergek 	<ul style="list-style-type: none"> – felszín érdessége – szélsőtornák – orografikus akkumulációk 	<ul style="list-style-type: none"> – vegetáció típusa – felszínborítottság



történt Mie- és Rayleigh-szórás és elnyelés, valamint a tiszta légköri Rayleigh-szórás értékének a hányadosa adja meg:

$$AI=100\log_{10}(I_{360}^{\text{mért}}/I_{360}^{\text{számított}}),$$

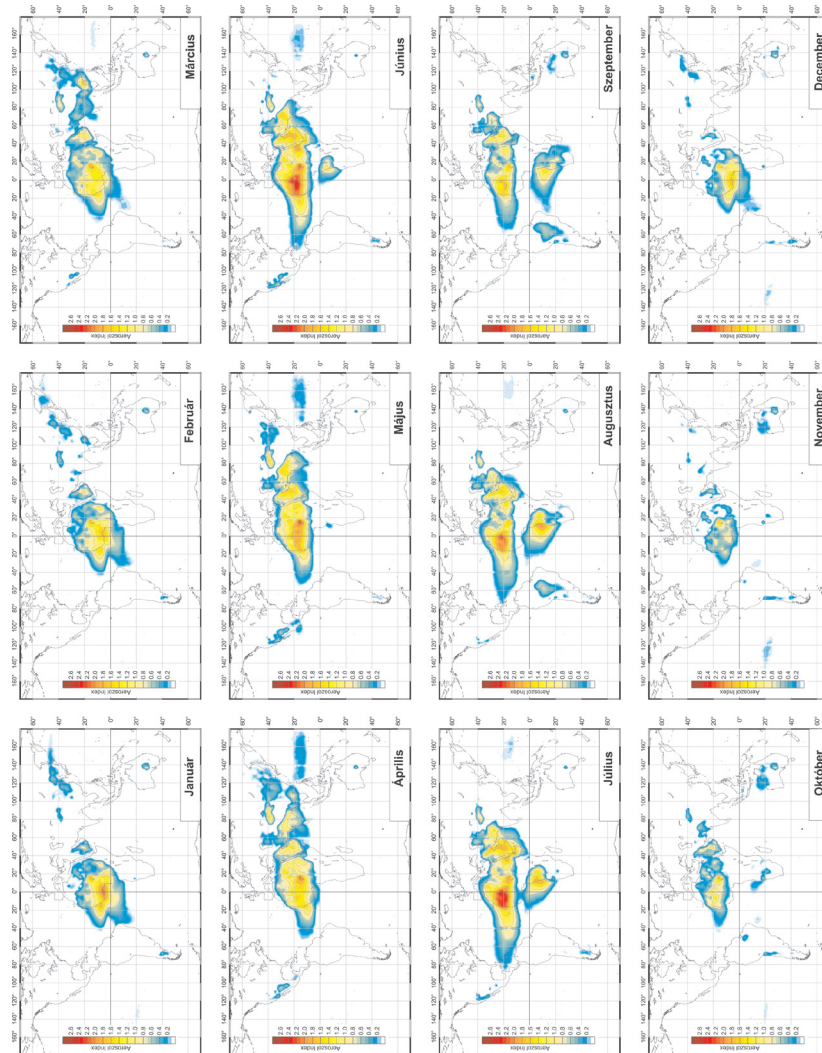
ahol $I_{360}^{\text{mért}}$ és $I_{360}^{\text{számított}}$ rendre a 360 nm-es sugárzás mért és a Rayleigh-légkörre számított értéke (Herman, J.R. et al. 1997).

A napi adatmátrixok feldolgozása a MATLAB programrendszerrel történt, mely során 23 év 365 napjának 8395 mérési adatából kialakított 23×365-ös mátrix alapján globális és kiválasztott régiókra jellemző átlagtérképeket, napi, havi és éves felbontású idősorokat, valamint szezonális eloszlási diagramokat állítottunk elő. Az 1°-os felbontású adatmátrixokból a Golden Software SURFER8 felületmodellező programjával, krigeléssel állítottam elő az átlagtérképeket. A tetszőlegesen kiválasztott területeken eltérő a porviharok gyakorisága és intenzitása, ezért a pontosabb összehasonlíthatóság érdekében az adatbázisba a területenként standardizált indexszel számoltam. (Az Aeroszol Index értékek döntő többsége a szél által sivatagi-félsivatagi területekről légkörbe jutott porszemcséket jelzi, azonban megjelennek az egyenlítő környékén és a szubpoláris övben az erdőégetések során kibocsátott füst- és koromrészecskék, illetve epizodikusan a vulkánkitörések termékei is. Ezek a területek és emissziók jól elkülöníthetők a műholdfelvételek alapján.)

Szezonális változások

A porkibocsátás szezonális ciklusát a szerkesztett havi átlagtérképek segítségével elemezhetjük. A forrásterületek időszakosan eltérő mintázatokkal jellemezhetőek, mely eltérések az adott térségre jellemző szinoptikus meteorológiai és egyéb helyi környezeti (pl. csapadékmintázat, szélviszonyok, vegetációs időszak) viszonyok miatt alakulnak ki. Ugyanakkor megállapítható, hogy az arid térségek porkibocsátása jellemzően tavaszi és nyári maximumot mutat. Néhány szemi-arid és szub-humid közepes szélességű terület kora tavaszi (vagy késő téli) emissziós csúcsot mutat; ez körülbelül a vegetációs periódust közvetlenül megelőző időszak, amikor már a hó elolvadt és a szántókat felszántották (4. ábra).





4. ábra. A havi átlagos Aeroszol Index értékek globális eloszlása (Varga, Gy. 2012).





Térbeli eloszlás

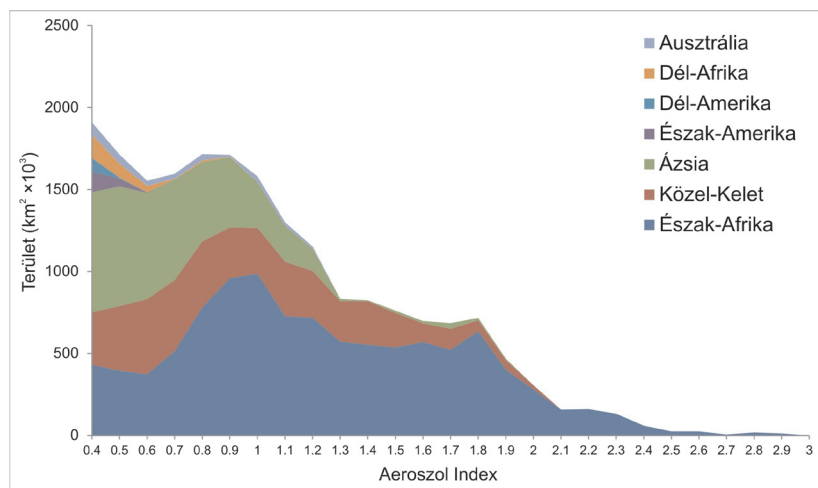
A vizsgálati időszak napi adatmátrixaiból szerkesztett globális átlag-térkép jól mutatja a legfőbb forrásterületek térbeli eloszlását. Ezek jellemzően sivatagi-félsivatagi környezetekben találhatók, ahol a száraz, konszolidálatlan és növényzettel nem védett finomszemcsés törmelékanyagot a szél könnyen a légkörbe juttathatja. Évtizedeken keresztül számos tudományos vita tárgyát képezte a meleg-száraz környezetekben képződő közetliszt méretű szemcsék mennyisége. Egyes vélemények szerint forró sivatagokban nem képződik nagymennyiségű homoknál kisebb szemcseméretű törmelékanyag; és éppen ebből kifolyólag nem találkozunk összefüggő löszterületekkel az alacsonyabb földrajzi szélességek sivatagai mentén. Mára azonban már számos olyan folyamatot sikerült megfigyelni, valamint laboratóriumi körülmények között is reprodukálni, mely alkalmassá teszi ezeket a régiókat a poranyag „legyártására” (Pye, K. 1987; Assallay, A.M. et al. 1998; Wright, J.S. 2001; Smith, B.J. et al. 2002). Számos olyan geomorfológiai környezetet is ismerünk a sivatagi térségekből, melyek ennek a hatalmas mennyiségű poranyagnak az felhalmozódásában és időszakos tárolásában játszanak fontos szerepet. Ezek jellemzően időszakosan vízzel fedett környezetek (pl. sós tavak, playak, vádik, időszakos vízfolyások).

A sivatagperemi területek mentén azért nincsenek nagy kiterjedésű löszrégiók (csak kevés helyen, foltokban), mert hiányzik a por megkötését lehetővé tevő vegetáció, vagyis nem a rendelkezésre álló finomszemcsés por kis mennyisége okolható ezért.

A térképeinken jól kivehető, hogy a legfőbb források egy többé-kevésbé összefüggő „globális porövben” helyezkednek el, mely Észak-Afrika nyugati partjaitól a Közel-Keleten át egészen Belső-Ázsiáig húzódik. Ezen a régión kívül eső térségek átlagos emissziós intenzitása és a porviharok éves gyakorisága is sokkal kisebb. Ez jól megfigyelhető a nagytérségek Aeroszol Index eloszlásáról szerkesztett diagramokon (5. ábra).

A megfelelő térbeli felbontással rendelkező műholdas mérések lehetőséget teremtenek az egyes különálló porforrások pontosabb azonosítására is az egyes nagy régiókon belül. A globális aeroszol-térképen jól látszik, hogy Földünk légköri por-emissziójának nagy része





5. ábra. A vizsgált nagytérségek Aeroszol Index értékeinek területi eloszlása

jól elkülöníthető, viszonylag kis területű körzetekből származik. A napi AI adatmátrixok feldolgozásával szerkesztett globális, regionális és szezonális aeroszol-térképeken jól elkülöníthetőek a viszonylag kisméretű legintenzívebb porforrás körzetek. A források még pontosabb lehatárolásához különböző léptékű topográfiai, geomorfológiai és geológiai térképet, valamint műholdas felvételeket használtam. A lehordási területek térbeli eloszlásáról megállapítható, hogy észak-afrikai (jellemzően szaharai), arabiai, belső-ázsiai és ausztrál régiók felelősek a porkibocsátás döntő többségéért, melyek az úgynevezett „globális por-övet” rajzolják ki az átlagtérképeken. További jelentős, csaknem pontszerű, regionális források találhatók Észak- (pl. az Egyesült Államok DNY-i régiói, Mexikó magasföldjei) és Dél-Amerika (pl. Pampák, Altiplano) szárazabb régióiban is (6. ábra).

Észak-afrikai forrásterületek (1)

A globális porkibocsátás több mint feléért (50-70%) szaharai (és részben száhel-övezeti) forrásterületek a felelősek (Ginoux, P.M. et al.



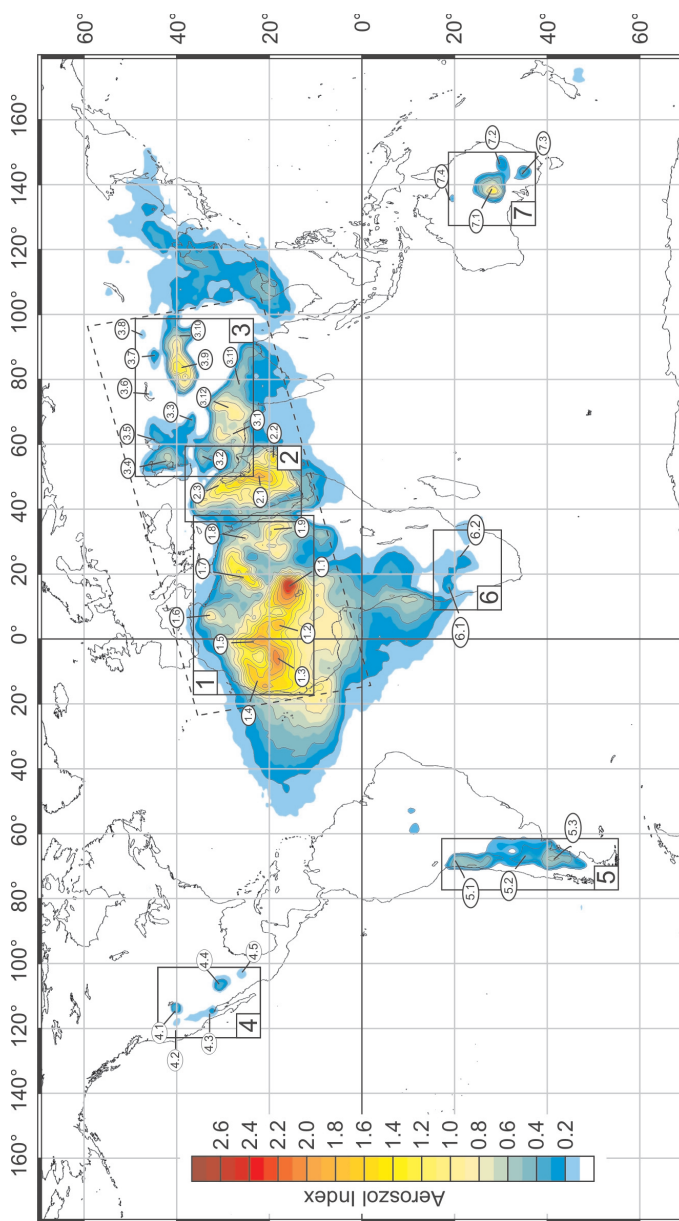


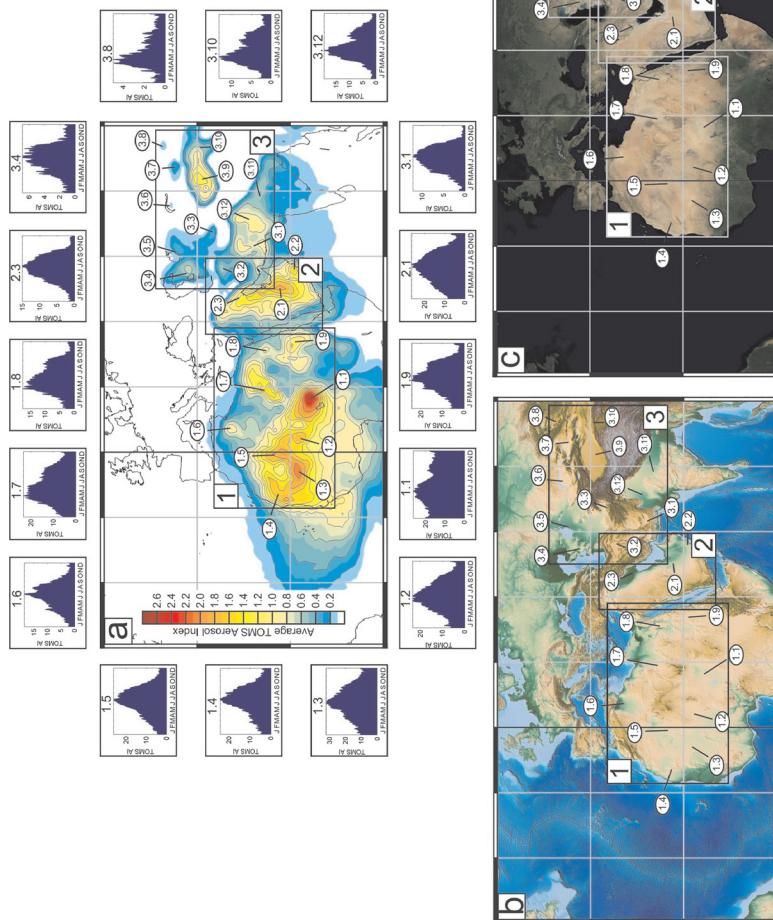
2001; Miller, R.L. et al. 2004). Az észak-afrikai legfőbb lehordási területek többsége a környezetüknél alacsonyabban fekvő, geomorfológiai értelemben vett depressziókban található. A porkibocsátás éves aktivítása viszonylag nagy szezonálisbeli különbségeket mutat, de főként a tavasz és a nyár a meghatározó (7. ábra). Egyetlen forrásterület aktív egész évben, mely egyúttal Földünk legnagyobb porkibocsátó területe; ez a **Bodélé-medence (1.1)**. A Csád-tótól északkeletre fekvő hatalmas depresszió egykoron még része volt az úgynevezett Mega-Csád-tónak (Washington, R. et al. 2006). Az egykori tómeder finomszemcsés diatóma lerakódásai fedik a medence területét, melyet a Tibeszi- és Ennedi-hegységek közt felerősödő uralkodó északnyugati passzátszél, a Harmattán olykor több tízezer kilométeres távolságokra is elszállít. A környező homoksivatagokból származó durvább szemű törmelék fontos szerepet játszik, hiszen ezeknek a homokszemcséknek a becsapódási energiája képes a kovamoszatokból felépülő és a sós kérgeket felszakítani (Bagnold, R.A. 1941; Pye, K. 1987; Shao, Y. 2008). Noha

→

6. ábra. Globális átlagos aeroszol-térkép és a legfőbb forrásterületek. – 1. Észak-Afrika: 1.1. Bodélé-medence; 1.2. Azawagh-szerkezeti medence; 1.3. Taudeni-medence D-i része; 1.4. Ny-szaharai hegylábfelszínek; 1.5. Tidikelt-depresszió és az Ahaggar Ny-i, ÉNy-i törmelékkúpjai; 1.6. Chott Melrhir és Chott Jerid sóstavak; 1.7. Kireneika és a Kattara-mélyföld; 1.8. Nílus Ny-i réteglépcsői; 1.9. Tokar; 2. Közel-Kelet: 2.1. Jebel Tuwaiq sós lapályai és időszakos vízfolyásai; 2.2. Jebel Dhorafsabkha rendszere; 2.3. Tigris-Eufrátesz ártere; 3. Belső- és Kelet-Ázsia: 3.1. Szeisztán-medence; 3.2. Dast-e Kavir és Dast-e Lut; 3.3. Fergana-medence; 3.4. Kara-Bogaz Gol; 3.5. Aral-tó egykori medre; 3.6. Balkhas-Alakol-medence alluviális lerakódásai; 3.7. Dzsungár-medence; 3.8. Uvs-tó zárt medencéje; 3.9. Takla-Makán; 3.10. Lop-nór vidéke (Quaidam-medence); 3.11. Indus és Gangesz ártere; 3.12. Thar sivatag; 4. Észak-Amerika: 4.1. Nagy-Sóstó vidéke; 4.2. Smoke Creek és Black Rock sivatag; 4.3. Salton-tó egykori medencéje; 4.4. Chihuahuan sivatag; 4.5. Bolsón de Mapimí; 5. Dél-Amerika: 5.1. Salar de Uyuni (és az Altiplano további sóstavai); 5.2. Déli-Andok hegylábfelszíne; 5.3. Patagónia; 6. Dél-Afrika: 6.1. Etosha sósmocsár; 6.2. Makgadikgadi-depresszió; 7. Ausztrália: 7.1. Eyre-tó medencéje; 7.2. Darling alluviális üledékei; 7.3. Murray-menti sósmocsarak; 7.4. Barkly-táblavidék sós lapályai







7. ábra. A „globális poröv” (a) átlagos aeroszol-térképe; (b) magassági viszonyai (forrás: www.maps-for-free.com – Hans Braxmeier); (c) műholdfelvétele (Nasa Earth Observatory [www.earthobservatory.nasa.gov] – Blue Marble Next Generation).





4. doboz

Lucifer mondja Ádámnak mint Fáraónak :

... «Amíg csókolódtok,
Nem érzed-e a lanyha szelletet,
Mely arcodat legyinti s elrepül?
Vékonyka porréteg marad, hol elszállt,
Egy évben e por csak néhány vonalnyi,
Egy századévben már néhány könyök,
Pár ezredév gúlaid elássa
Homoktorlaszba temeti neved,
Kéjkertjeidben a sakál üvölt,
A pusztán koldus, szolganép tanyáz.
S mindezt nem a mennyrázó fergeteg,
Nem bömbölő földindulás cselekszi,
Csak gyöngye szellő, mely körülenyelg.»

„Madách nem volt természettudós, nem csoda, ha ebben a mondatában több olyan hiba van, amiért az egyetemi hallgató megrovást kapna. Először is a sivatagban nincsen por, tehát porréteg nem maradhat a szellő nyomán. Másodszor a homok nem por, tehát ha por halmozódik föl, abból nem lesz homoktorlasz. Harmadszor pedig néhány ezer év nem elegendő arra, hogy a gúlákat a homok betemesse.” – írja Cholnoky Jenő az *A sivatag* című művében a Madách idézet után. A valódi homoksivatagok nem is minősülnek fontos porforrásnak, azonban a Szahara egészében számos különböző jellegű (kő-, szikla-, homoksivatagok, kiszáradt sóstavak, hegységi területek, stb.) régióból áll, ahogy ezt Cholnoky is leírja. Azt állítani azonban, hogy „a sivatagban nincsen por” mára már tudományosan cáfolható.

a porkibocsátás itt egész évben zajlik, némi szezonális különbségek megfigyelhetők. A nyári időszakban viszonylag lecsökkenő aktivitás oka, hogy a termikus egyenlítő (ITCZ: intertropical convergence zone/ trópusi összeáramlási zóna) északra tolódásával az uralkodó passzát július-augusztusra vesztí erejéből, hiszen ekkor a délies és északias áramlások éppen a Bodélé vidékén áramlanak össze.





Egy intenzív, izolált forrást találunk az **Azawagh (Azaouak)-szerkezeti medencében (1.2)** az Adrar des Ifoghas, a Ahaggar és Aïr hegységek között. Ez a terület a Niger folyó egykori északi mellékfolyójának a vízgyűjtő területe volt a pleisztocén pluvialis időszakokban (Paris, F. 1995). A környező hegységi keretből időszakosan lefutó vízfolyások és az egykori alluviális lerakódások szolgáltatják a porviharok alapanyagát.

A **Toudenni-medence déli részén (1.3)**, a Niger nagy kanyarulatától északnyugatra és az Adrar des Ifoghas-tól nyugatra találunk egy kiterjedt forrásterületet. A pleisztocénben az Araouane-tó, egyike Afrika legnagyobb pluvialis tavainak, borította a területet (Bridges, E.M. 1990). A zárt medence só és diatóma lerakódásai jól látszanak a műholdfelvételeken. Az egykori tómeder felületét az uralkodó ÉNy-i szelet jól jelző dűnesorok fedik, a porkibocsátás mechanizmusa hasonló, mint a Bodélé-medence esetében: az egykori tavi lerakódások finomszemcsés anyaga nagyrészt a becsapódó és a kérget felszakító homokszemcsék hatására kerül a levegőbe.

Antropogén hatásokra (a folyóvíz fokozódó elöntözése és gátépítések), a Niger egykori feltételezett belföldi deltájának kiszáradó fonatos vízhálózata és átmeneti vízfolyásai lehetnek a térség következő fontos porforrásai (Pearce, F. 2012).

A Szahara nyugati részén, az Atlanti-partvidék mentén futó hegyvidéki területek keleti heglábfelszínein keskeny sávot rajzolnak ki a különálló porforrások **(1.4)**. Az Adrar Souttouf és a Zemmour Massif heglábjában lefutó tavaszi villámárvizek során megtöltődő időszakos vízfolyások és sebkhák (pl. Sebkha Ijil) üledékeit fújja ki a szél a porviharos események során. Nagyobb homoksivatagok (Erg Iguidi és Erg Chech) északkeletre fekszenek.

Számos kisebb kiterjedésű forrás **(1.5)** kapcsolódik az **Ahaggar** északnyugati lejtőjének törmelékkúpjaihoz és a fennsíkokkal (Tanezrouft, Plateau du Tademait), hegységekkel (Ahaggar, Tasszili n'Addzser) körbevett **Tidikelt-depresszió** kiterjedt vádirendszeréhez, sósmocsaraihoz, iszaplapályaihoz (Glaccum, R.A. és Prospero, J.M. 1980). Ez utóbbi négy bemutatott forrásterület időbeni aktivitása hasonlóan alakul. A legmagasabb légköri porkoncentrációval késő tavasszal és nyáron talál-





kozhatunk itt. A porkibocsátás elsősorban a trópusi összeáramlási zóna északra tolódása és a forró évszakokra jellemző termikus feláramlások következtében a legintenzívebb az évnek ebben a szakában.

Az Atlasz délnyugati előterében fekvő mélyföldek területét fedő időszakos sóstavak (*Chott Melrhir és Chott Jerid*) jelennek meg izolált foltként az aeroszol-térképeken (1.6). A két sóstó Grand Erg Oriental homoksivatagtól északra helyezkedik el. A porkibocsátásban egy helyi sajátos ciklonképződési folyamat is szerepet játszik; az Atlasz déli előterében, a felmelegedő szárazföld és a hűvösebb Földközi-tenger közt tavasszal kialakuló nagy hőmérsékletkülönbség, valamint a domborzati viszonyok következtében képződnek a kelet felé mozgó Sharav ciklonok, melyek előoldalán nagy mennyiségben kerül por a levegőbe ezekről a forrásterületekről. Olykor a Földközi-tenger teljes keleti medencéjét beborítják ezek a porral telített légtömegek (Alpert, P. és Ziv, B. 1989; Kalderon-Asael, B. et al. 2009). Hasonló szinoptikus meteorológiai helyzetek felelősek a *Kireneika és a Kattara-mélyföld* (1.7) területéről kiinduló porviharok képződéséért. A környék hordalékúpjai, kiterjedt vádirenndszere és kiszáradt tavai jellemzően tavasszal bocsátanak ki nagymennyiségű poranyagot, de egy másodlagos nyári maximum is megfigyelhető.

A *Nilus mentén fekvő réteglépcsők* (1.8) és a *Tokar melletti Baraka deltájának* (1.9) környékén találunk jelentős forrásterületeket. A Baraka folyó rengeteg, a környező magasabb térszínekről származó finomszemcsés (kőzetliszt-méretű) hordalékot szállít és rak le az árterén, melyet kiszáradás után a szél könnyen mozgásba hoz. A szél munkavégző képességét fokozza az is, hogy a parttal párhuzamosan futó hegylánc itt egy rövid szakaszon (~110 km) megszakad és az így kialakult szélcsatornán megnövekszik a szélesebbesség. A Vörös-tenger sötétkék vize fölött kirajzoló sárgás porcsóvák a műholdképeken gyönyörű látvány nyújtanak.

Közel-keleti porforrások (2)

A Közel-Kelet (és Arábia) porforrásait jellegükből adódóan külön kell tárgyalnunk a többi ázsiai kontinentális területtől, mivel ezek a lehoradási területek közelebbi rokonságot mutatnak a szaharai-típusú, fent





tárgyalt forrásokkal. Az észak-afrikai nagytérség után a legaktívabb forrásterületeket az Arab-félszigeten, valamint a Tigris és az Eufrátesz mentén találjuk. Három, viszonylag jól elkülönülő régiót emelünk ki most. A *Jebel Tuwaiq keleti lejtőin fekvő sós lapályok* és időszakos vízfolyások vidéke, valamint a Perzsa-öböllel párhuzamosan felsorakozó sabkhák (Észak-Afrikában „sebkha”, itt „sabkha”) rendszere alkotja a térség legjelentősebb lehordási régióját (2.1). A hatalmas Rub’ al-Khali homoktengere választja el ettől az Arab-félsziget délkeleti szegletében, Ománban található másik jelentős forrástól. A *Jebel Dhofar sabkha rendszerét* (2.2) a parti hegységek felől, délről érkező vádik táplálják. A porviharok jellemzően tavasszal és nyáron jelentkeznek.

A *Tigris és Eufrátesz völgyének porforrásai* (2.3) egy másfajta geomorfológiai környezetet képviselnek. A Perzsa-öböltől északra fekvő terület a két nagy folyó ártéri lerakódásai és kiterjedt sósmocsarai szolgáltatják a porviharok finomszemcsés poranyagát. Szezonálisát tekintve hasonló a helyzet, mint a korábbiakban jellemzett területeken; döntően tavasszal és nyáron aktívak ezek a forrásterületek is, míg télen a porviharok száma markánsan lecsökken. Az elmúlt években a térség (és az úgynevezett „Termékeny félhold”) meteorológiai viszonyai jelentősen megváltoztak, így a porviharok esetében is átalakulások figyelhetők meg a mintázatokban. A légköri por mennyisége, a poros napok száma és a porviharok gyakorisága rendkívül jó indikátorai a környezeti állapotok megváltozásának (Notaro, M. et al. 2015).

Az ázsiai kontinens porforrásai (3)

A magashegységek közt fekvő arid-szemiarid zárt medencék, a hatalmas kiterjedésű síkvidékek, sivatagok és a hiperkontinentális környezet számos jelentős porkifúvási régió kialakulásához járul hozzá az ázsiai kontinens belső és keleti területein, évi ~600 millió tonna kibocsátással (Shao, Y. et al. 2011). Az antropogén hatások is jelentős szerepet játszanak abban, hogy még tovább fokozódjon egyes térségekben a porkibocsátás. A túlzásba vitt és nem megfelelő öntözési technikák, mezőgazdasági eljárások mind-mind súlyosbítják a helyzetet ezen a hatalmas kontinensen.





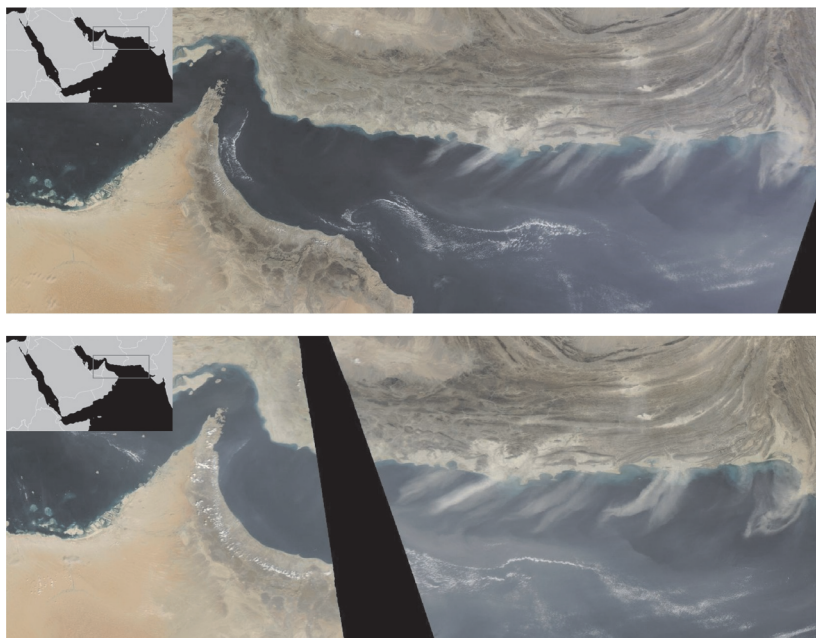
Ázsia délnyugati részén a legjelentősebb porforrások az időszakosan kiszáradó vagy mára már kiszáradt egykori sekély sóstavakhoz kapcsolódnak, melyeket jellemzően hegyközi medencékben találjuk. A környező magasabb térszínekről származó finomszemcsés törmelékanyag ezekben a depressziókban halmozódik fel. Az aeroszoltérképeken jól kirajzolódik ennek az egyik eklatáns példája a **Szeisztán-medence (3.1)**.

A zárt hegyközi medencék geomorfológiai környezetét a törmelékkúpok, vádik, sósmocsarak, lapályok és a régióban „hamoun”-nak nevezett sekély, időszakos tavak határozzák meg (Middleton, N.J. 1986). Az egykori nedvesebb időszak kiterjedt tőrendszerének maradványai a Hamoun-e Puzak, a Hamoun-e Sabari és a Hamoun-e Helmand, melyek ma a legaktívabb poremisszióval jellemezhető vidékek (Partow, H. 2006). A heves katabatikus szelek a hegyvonulatok közti szélcsatornáknak tovább erősödnek és áprilistól októberig, de különösen a nyári időszakban (júliusban és augusztusban) alakítanak ki pusztító porviharokat (8. ábra).

Az Iráni-fennsík két hatalmas sós sivataga a **Dast-e Kavír (jelentése: Nagy Sósivatag)** és a **Dast-e Lut (3.2)** körvonala szintén megjelenik a térképeinken, valamint az eddigieknél kisebb, de mégis igen „poros” **Fergana-medence (3.3)**.

Számos forrásterületet találunk a Turáni-alföldön és a belső-ázsiai hegyvonulatok északi előterében, azok hegylábfelszínein. Ezek a lehordási területek jellemzően sekély vagy már kiszáradt tavakhoz, egykori tómedrekhez és hordalékkúpokhoz kapcsolódnak (Goudie, A.S. és Wells, G.L. 1995; Prospero, J.M. et al. 2002). Két igen fontos forrásterületet külön ki kell emelnünk, melyek azonban az eddigiektől eltérően döntően emberi beavatkozás hatására jöttek létre. A Kaszpi-tenger keleti partjainál található egy jól elkülönülő foltszerű porkibocsátási régió, ez a **Kara-Bogaz Gol (3.4)**, a tó egykori, mára csaknem teljesen elgátolt öble. A 80-as évek végére az öbölben alig marad vízzel borított terület, ez a helyzet mára a műholdfelvételek tanúbizonysága szerint már javult és ismét több víz van. A felelőtlen emberi beavatkozás egyik hírhedt és tipikus példája az **Aral-tó (3.5)** története, ahol a tavat tápláló két nagy folyó vizét öntözték el és változtatták a tómedret porforrássá (5. doboz).





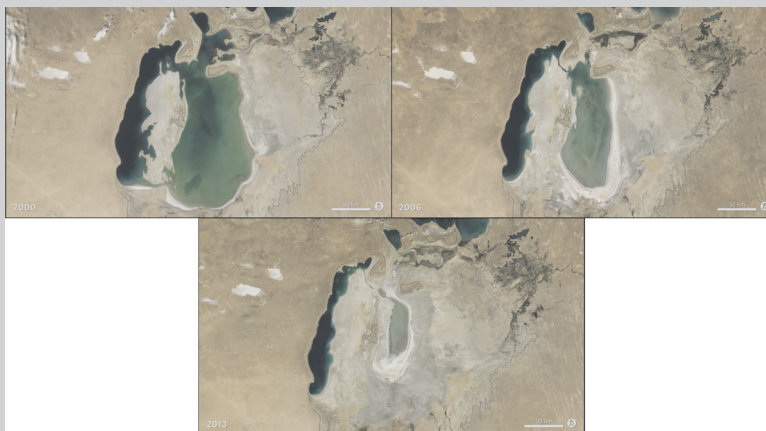
8. ábra. Porkitörés az Arab-tenger fölött 2015. november 15-én (NASA MODIS Aqua és Terra felvételek: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>)

A Balkas-tó bonyolult vízrendszerű hordalékkúpja is kirajzolódik az aeroszol-térképeken, mint forrásterület. A tavat tápláló hét folyó alluviális lerakódásai és a **Balkas-Alakol-medence (3.6)** száraz klímája együttesen szerepet játszik abban, hogy rendszeresen porviharok alakulhassanak ki a térségben. A kelet felé mozgó alacsonynyomású légköri rendszerek hidegfrontjainak szelei az árterekről emelik fel a finomszemcsés törmelékét, ennek fő időszaka tavasszal van. A töba ömlő folyók vizének elöntözése is problémákat okoz, a tó területe csökkenőben van. Hasonló szinoptikus meteorológiai hatásokra alakulnak ki a tavaszi porviharok a **Dzsungár-medencében (3.7)**, valamint az **Uvs-tó zárt medencéjében (3.8)** is. Ezeknek a zárt, hegyközi medencéknek is a környező magasabb térszínek lepusztulásából származik a finomszemcsés törmelékanyaga.





5. doboz Az Aral-tó



*Az Aral-tó vízfelületének drasztikus lecsökkenése 2000-től 2013-ig
(forrás: NASA/Goddard Space Flight Center)*

A tó medencéje mintegy 2 millió évvel ezelőtt alakult ki, azonban a tó mérete, alakja, vízmennyisége és egységes vízfelülete a pleisztocén éghajlatváltozások során folyamatosan változott (Boomer, I. et al. 2000). A hatalmas éves párolgási veszteséget a tavat tápláló Amu- és Szir-darja folyók pótolják, egyre kevesebb sikerrel. Az 1960-as években vált drasztikussá a folyók vizének elöntözése, melyet a gyapotföldek ellátására használtak fel. A terméketlen sivatagi-félsivatagi környezetben található oázisok számára ezek a folyók már több ezer éve is a megélhetést és a túlélést jelentették, akkoriban azonban képesek voltak egy fenntartható egyensúly kialakítására. Ahogy ezt Cholnoky Jenő is leírta: „A vízelosztás kérdése a legfontosabb, életbevágó feladatok egyike. Nagyon takarékoskodni kell, s a víz igazságos elosztását meg nem vesztegethető hatóságnak kell intézni, különben katasztrófa lesz belőle. Az „Árikaszakál” vagy árokmeister az oázis lakóitól választott, valószínűleg a leghozzáférhetlenebb jellemű férfiú. Ő kezeli a vízelosztókat vagy moduluszokat s nem ismer semmiféle részrehajlást.”

Azóta a katasztrófa meg is történt, a tó területe a korábbinak csak 25%-ára, míg vízmennyisége tizedére csökkent. A kiszáradó egykori tómeder csupásszá vált, vegetációval nem borított felszínéről ha-





talmas mennyiségű ásványi port fújnak ki a nyugatról érkező ciklonok frontjaihoz és a hidegbetörésekhez kapcsolódó heves szelek (Indoitu, R. et al. 2012). Az aljzat anyagából kifújt poranyag a magas sótartalma és a benne lévő további szennyeződések miatt jelentősen hozzájárulnak a közeli szántóföldek termőképességének csökkenéséhez és a környéken lakók leromlott egészségi állapotához. (Türkmenisztánban a légzőszervi megbetegedések számítanak a leggyakoribb haláloknak, és a megbetegedések felét gyermekeknél észlelik - Wiggs, G.F.S. et al. 2003).

Ázsia legnagyobb kiterjedésű, csaknem egész évben aktív forrásterülete a Tarim-medencében a **Takla-Makán (3.9)**. A hatalmas homoksvatagot magashegységek zárják közre, a Kunlun, az Altin-Tag, a Kelet-Pamír és a Tien-san vonulatai felől az időszakos vízfolyások nagymennyiségű kőzetliszt-méretű lepusztulás terméket szállítanak a medencébe. A peremi területeken megfigyelhető átmeneti vízfolyások, időszakos tavak és törmelékkúpok hálózata már a késő-miocén óta jelentős porforrásnak számít, amit a hegylábi lözssorozatokat és a Kínai-löszfennsík lerakódásainak (kor-, származás-) vizsgálatai is megerősítettek (Liu, T.S. et al. 1985; Zheng, H. et al. 2003). A Tarim-medence keleti, összeszűkülő kijáratánál szintén találunk egy aktív porforrást; ez a Cajdam-medencében található **Lop-nór kiszáradt tómedre (3.10)**. A korábbi lefolyástalan sóstó feltöltődése és kiszáradása döntően természetes folyamatok következménye, de részben a Tarim folyó vizének elterelése is szerepet játszott.

A pliocén és pleisztocén korokban a Kínai-löszfennsík területe talán Földünk legporosabb régiója volt. A porviharok ma is meghatározóak a térségben. A Góbi, a Badain Jaran, a Tengger és az Ulan Buh sivatagok pora olykor az egész régiót beteríti, súlyos egészségügyi és gazdasági problémák sorát okozva mindezzel a térségben. Az aktív mezőgazdaság által okozott talajpusztulás szintén hozzájárul a porviharok kialakulásához. A forrásterületek egyértelmű azonosítása az aeroszol-térképeken nem volt lehetséges, mivel a kelet-ázsiai partvidék mentén kialakult kiterjedt iparvidékek által okozott szennyezőanyag-kibocsátás együttesen jelenik meg a természetes forrásokból származó légköri porral.

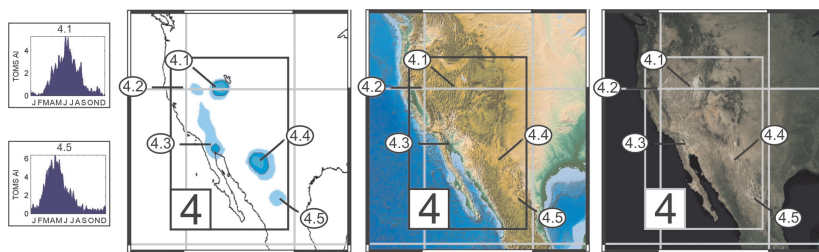




Az indiai szubkontinens északi részén fekvő források közül az **Indus és Gangesz árterének (3.11)**, részben Himalájából származó poranyaga viharos erejű szelek hátán a légkörbe kerülhet ugyan, de ennek mértékét itt sem lehet pontosan meghatározni az aeroszol-térképeink alapján, mivel az antropogén eredetű légszennyező anyagok itt is elnyomják a természetes por jelét. A **Thar sivatag (3.12)** esetében már nem erről van szó, ez egy tipikus tavaszi és késő nyári kibocsátási maximummal jellemezhető porforrás.

Észak-amerikai porforrások (4)

Az észak-amerikai kontinensen, az aeroszol-térképeken márciustól augusztusig látunk egy-egy jól elkülönülő régiót, melyek a korábbiakhoz képest a globális kibocsátás töredékéért felelnek csupán (kb. 50 millió tonnányi port jelez mindez, Shao, Y. et al. 2011 szerint). Az Egyesült Államok délnyugati részén fekvő, a Sziklás-hegység, a Sierra Nevada és a Cascade-hegység vonulatai által határolt Nagy-Medence tekinthető az egyik legfőbb poremissziós központnak (9. ábra). A hegyközi magasföldek sós mocsarainak, playáinak, sekély, időszakos tavainak vastag alluviális lerakódásai szolgáltatják a finomszemcsés poranyagot, melyet a szél tavasszal és nyáron a légkörbe emel.



9. ábra. Észak-Amerika (a) átlagos aeroszol-térképe; (b) magassági viszonyai (forrás: www.maps-for-free.com – Hans Braxmeier); (c) műholdfelvétele (Nasa Earth Observatory [www.earthobservatory.nasa.gov] – Blue Marble Next Generation).





Az egyik legaktívabb forrásterület közvetlenül a **Nagy-Sóstótól délnyugatra (4.1)** fekszik. A tó és az azt körülvevő sósmocsarak, lapályok rendszere (Tule Dry Lake, Sevier Dry Lake) az egykori Bonneville-tó maradványai. Hasonló eredetű, de kisebb kiterjedésű és kibocsátású források a **Smoke Creek és a Black Rock sivatag (4.2)**, melyek a pleisztocén pluvialis Lahontan-tó maradványai. Az ezekről a kiszárad, csupasz tómedrekről kiinduló deflációs folyamatok meteorológiai háttérében alacsonynyomású légköri rendszerek prefrontális szelei állnak (Hahnenberg, M. és Nicoll, K. 2012).

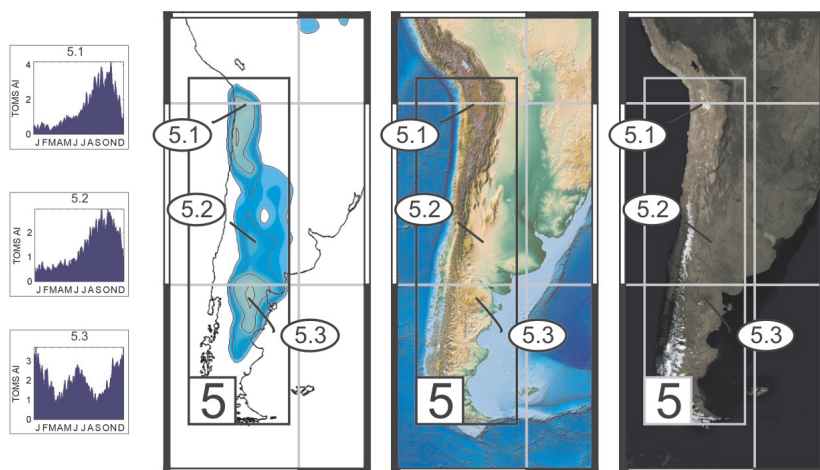
A dél-kaliforniai Coachella- és Imperial-völgyekben elhelyezkedő **Salton-tóhoz kapcsolódó playa-rendszer (4.3)** szintén egy fontos porkibocsátó övezet. Az alacsony fekvésű pull-apart medencét a prehisztorikus Cahuilla-tó üledékei fedik, melyek a késő-pleisztocénben és a holocén elején rakódtak le (Babcock, E.A. 1974). A csendes-óceáni magasnyomású központ és a tavasszal, nyár elején érkező ciklonok közt kialakuló légnyomáskülönbség hatására megerősödő szelek okozzák a térségben a porviharok többségét.

A Mexikói-fennsík területén jól elkülönül két régió, melyhez jelentős poremisszió társul. A Sierra Madre Occidental és a Sierra Madre Oriental által határolt fennsík zárt medencéinek sóstavai (bolsonok) szolgálnak kiindulásul az itteni porviharoknak. Az északabbi folt a **Chihuahuan sivatag arid medencéinek (4.4)**, míg a délebbi a zárt **Bolsón de Mapimí (4.5)** vidéke. A környéken jellemzően kora tavasszal alakulnak ki a porviharok, melyek gyakorisága észak felé távolodva egyre inkább tolódik az év későbbi időszakaira.

Dél-amerikai porforrások (5)

Dél-Amerikában három fő lehordási régiót tudunk elkülöníteni az aeroszol-térképek alapján. Az Északi-Andok két vonulata, a Keleti és Nyugati Kordillerák közt fekvő Altiplano fennsíki medencéiben található sósapályok sorozatához tartozik számos pontszerű porforrás (10. ábra). Ezek közül a legnagyobb a **Salar de Uyuni (5.1)**, melynek vastag sós lerakódásai a pleisztocén csapadékos pluvialis időszakában halmozódtak fel, amikor még az Altiplano felszínét tavak fedték (Placzek, C.J.





10. ábra. Dél-Amerika (a) átlagos aeroszol-térképe; (b) magassági viszonyai (forrás: www.maps-for-free.com – Hans Braxmeier); (c) műholdfelvétele (Nasa Earth Observatory [www.earthobservatory.nasa.gov] – Blue Marble Next Generation).

et al. 2011). Napjainkban ezek a sós tavi lerakódások a szeptembertől novemberig tartó tavaszi időszak porviharainak legfőbb forrásai.

Dél felé haladva a következő aktív porforrás-területet a **Déli-Andok keleti lejtői mentén találjuk (5.2)**, ahol szintén tavasszal jellemzőek a porkifúvásos epizódok. A hegylábi terület hordalékkúpjainak törmelékei és a sósmocsarak, lapályok (salinák) sorozatainak lerakódásai szolgálnak finomszemcsés alapanyagul, melyet a hegység felől lecsapó katabatikus szelek szállítanak el keleti irányba.

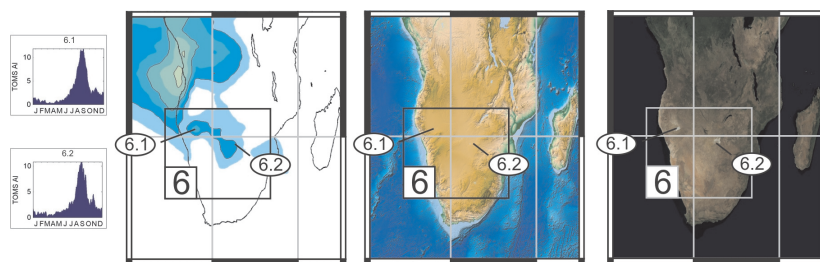
Patagónia (5.3) felszínét fedő plio-pleisztocén lösz és löszszerű üledékek napjaink porviharainak kialakulásában játszanak fontos szerepet. Mindezen üledékeken kívül a hegységi lepusztulás termékek, valamint a fluvio-glaciális és vulkáni lerakódások finomszemcsés törmeléke is jelentős alapanyag a porviharok kialakulásához. Az Andok magas-hegységi régióiból alászálló nyugati szelek a Pampák porát nyáron és télen is gyakran a magasba emelik, melyet akár a Nyugat-Antarktiszig is elszállítanak a légköri áramlatok.





Dél-afrikai porforrások (6)

A dél-afrikai térségről szerkesztett térképeinken gyakran találkozunk nagymennyiségű aeroszol részecskével, azonban ennek döntő többsége erdőégetés során kerül a légkörbe, nem pedig defláció által. A porviharoknak két, foltszerű forrását tudjuk elkülöníteni a térségben; ezek az **Etosha sósomcsár (6.1)** és a **Makgadikgadi-depresszió (6.2)**. Az Etosha felszínét időszakos tavak, mocsarak, valamint az egykori, sokkal nagyobb kiterjedésű, pleisztocén pluvialis Etosha-östavat tápláló Cunene folyó deltájának lerakódási fedik (Goudie, A.S. 1996). A Makgadikgadi hasonló fejlődéstörténetű, a medencéjét szintén egy pluvialis tó fedte a pleisztocén során. Ennek az Ős-Makgadikgadinak, illetve a területet időszakosan elöntő Boteti folyónak az üledékei szolgálnak alapanyagul a térségben augusztusban és szeptemberben jellemző porviharoknak (11. ábra).



11. ábra. Dél-Afrika (a) átlagos aeroszol-térképe; (b) magassági viszonyai (forrás: www.maps-for-free.com – Hans Braxmeier); (c) műholdfelvétele (Nasa Earth Observatory [www.earthobservatory.nasa.gov] – Blue Marble Next Generation).

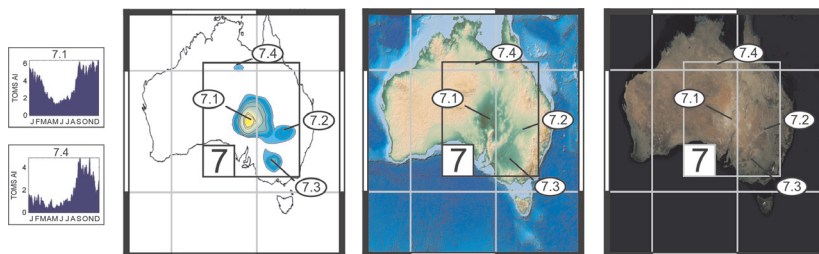
Ausztráliai porforrások (7)

Ausztrália területéről négy főbb forrásterületet érdemes megemlíteni, melyek összes porkibocsátása mintegy 110 millió tonnára tehető (Shao, Y. et al. 2011). A kontinens legnagyobb és legaktívabb forrása az **Eyre-tó medencéje (7.1)**, melynek kiterjedt playa-rendszerét fedő üledékek és az azt időszakosan tápláló vízfolyások lerakódásai szolgálnak





a porviharok alapanyagául (12. ábra). A porkibocsátás szeptembertől márciusig, a déli félteke tavaszi és nyári évszakaiban a legaktívabb.



12. ábra. Ausztrália (a) átlagos aeroszol-térképe; (b) magassági viszonyai (forrás: www.maps-for-free.com – Hans Braxmeier); (c) műholdfelvétele (Nasa Earth Observatory [www.earthobservatory.nasa.gov] – Blue Marble Next Generation).

A Murray-Darling medencéjéből két elkülönülő deflációs régiót ismerünk. Az északabbi terület a **Darling folyó vízrendszeréhez tartozó időszakos mellékfolyók és sómocsarak üledékeihez köthető (7.2)**. A délebbre fekvő terület a **Murrayhez kapcsolódó árteri és sóstavi környezetének (7.3)** vidéke. Egy kisebb kiterjedésű és viszonylag kevésbé aktív porforrást a **Barkly-táblavidék sós lapályai (7.4)** környékén tudunk beazonosítani az aeroszol-térképeken.

A kontinens porviharainak meteorológiai hátterében a kelet felé mozgó alacsonynyomású légköri rendszerek északias prefrontális és délies posztfrentális szelei állnak (Strong, C.L. et al. 2011). Ez a két rendszer határozza meg a szárazföldet elhagyó porszállítást is a Déli-Csendes-óceán, valamint az Indiai-óceán irányába.

A múltbéli porviharos időszakok nyomait a változatos hullóporos lerakódások sorozataiban tanulmányozhatjuk. Ezek a löszök, löszszerű és „parna” üledékek jelzik számunkra, hogy a földtörténeti múlt egyes periódusaiban a mainál sokkal aktívabb porkibocsátás volt jellemző Ausztráliában (Hesse, P.P. és McTainsh, G.H. 2003; Fitzsimmons, K.E. et al. 2009).





Magasabb szélességek forrásterületei

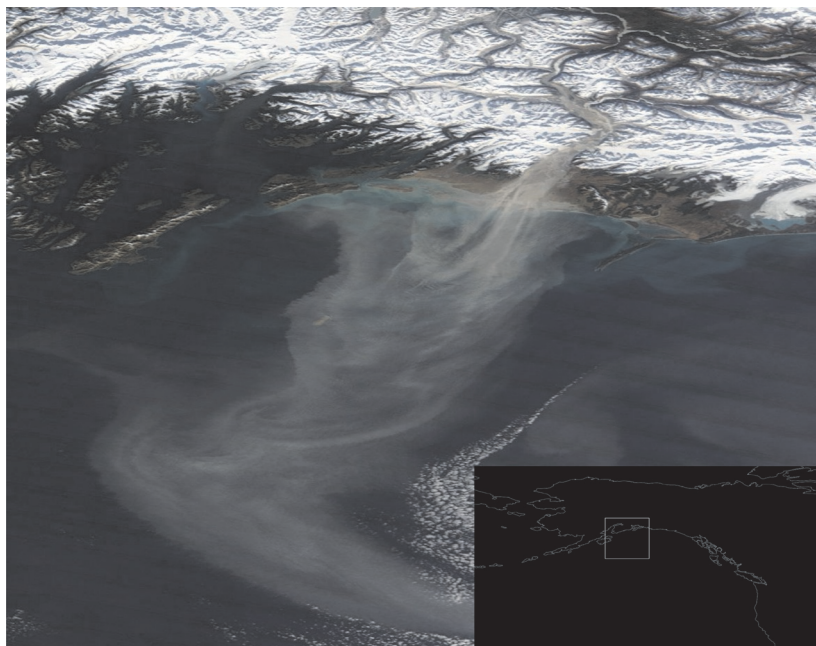
A szerkesztett és itt felhasznált aeroszol-térképek az északi és déli 70. szélesség viszonyait ábrázolják, ezért nem tájékoztatnak a hideg-száraz területek porviharairól, melyek a gleccserek által finomra őrölt poranyagának (Hobbs, W.H. 1942) és (időszakos) vízfolyások alluviális lerakódásainak (Péwé, T.L. 1951) kifűvései révén szintén fontos porforrás-területek: pl. Alaszka (Péwé, T.L. 1951), **Grönland** (Dijkmans, J.W.A. és Törnqvist, T.E. 1991), **Izland** (Arnalds, O. et al. 2001), **Kanada préríje** (Nickling, W.G. 1978) és **Új-Zéland** (Marx, S.K. és McGowan, H.A. 2005).

A hideg térségekből is számos olyan folyamat ismert, melynek köszönhetően nagymennyiségű finomszemcsés törmelékanyag képződhet, ha ehhez hozzávesszük a gyér növényzetet –, mely így nem képes a konszolidálatlan törmelékes szemcséket megkötni –, valamint a gyakori erős szélkitöréseket, akkor már nem is oly meglepő a gyakori porkifűvés ezekben a térségekben sem. A jégtakaró őrlő munkájának eredményeként képződött szemcsék az olvadékvizekben – azok vizét zavarossá, gleccsertejjé téve – szállítódnak a jégelőtéri síkságokra és a proglaciális fonatos vízhálózat ártereire, ahonnan a katabatikus szelek könnyedén a légkörbe emelik őket (13. ábra).

A porforrások jellemző geomorfológiai környezete

Ahogy láttuk, számos forrásterületet a pleisztocén pluvialis időszakában átmenetileg víz borított, így nagy mennyiségű finomszemcsés anyag halmozódhatott fel bennük. Gyakori, hogy a felszínüket kova-moszatokból felépülő diatóma vagy sós kéreg fedi, melyet a szél nem képes megbontani. Az, hogy mégis hatalmas mennyiségű por kerül ki ezekről a területekről, a közeli homoksivatagoknak köszönhető, amelyek területéről lehordott durvább szemcseméretű anyag becsapódási energiája felszakítja a port védelmező kérget. Ilyen terület Földünk legaktívabb kifűvási régiója, Bodélé vidéke is, melyet a pleisztocénben és holocénben a jelenleginél sokkal nagyobb kiterjedésű Csád-tó borított el, valamint Algéria északkeleti és Tunézia nyugati részén, a Szaharai-Atlasztól délre fekvő sottok (chottok) környéke is. A globális





13. ábra. Alaszkai porkifúvás a Copper folyó árteréből, 2016. október 24-én (NASA MODIS Aqua: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>).

térképen jól látható, hogy szinte a Földön az időszakos tavak (sottok, playák, sebkhák, sabkhák, kevérek, kavírok, salinasok, saladák, salarok, norok, golok, boinkák) képezik a porkifúvások pontszerű, de igen fontos forrásait (Gill, T.E. 1996).

A hegységi előterekben a lepusztulási folyamatok termékeként kialakuló törmelékkúpok finomszemcsés anyagát, illetve az időszakos vízfolyások alluviális üledékét szintén könnyen légkörbe emelheti a szél. A kelet-líbiai Kirenaika vádrendszere és a Kattara-mélyföld területe vagy az Ahaggar-tól délre, az Aïr és az Iforas-hegység között fekvő Azaouak-völgye eklatáns példái ennek. A Taudeni-mélyedés hatalmas területe szintén fontos porforrás-terület, beleértve ebbe a Niger egykori, feltételezett belföldi deltájának lerakódásait is Timbuktotól északra. Ehhez a térséghez csatlakozik a nyugat-szaharai, partvonallal párhuzamosan futó vonulatok keleti oldalán fekvő pleisztocénben jelentősebb





vízhálózattal, ma időszakos vízfolyásokkal és változó területű sekély tavakkal rendelkező régió.

A Tigris és Eufrátesz folyók medencéjének ártéri lerakódásaiból a tavaszi és nyári időszakokban nagy mennyiségű poranyagot fúj a szél a Perzsa-öböl fölé. A magasabb ázsiai régiók zárt hegyközi medencéinek tömegmozgásos folyamatai által felhalmozott finomszemcsés törmelékanyaga és az időszakosan vízzel borított sóstavainak száraz mederüledékei is fontos lehordási körzeteknek számítanak. A Kaszpi- és Aral-tó kiszáritott területei az antropogén hatásokra kialakuló forrásterületek körébe tartoznak.

Porszállítási útvonalak

Az ezidáig tárgyalt legfőbb forrásterületekről kiinduló porviharok nem csupán a kifúvási régió szűkebb környezetét érintik. Számos esetben a légkörbe kerülő por több ezer vagy tízezer kilométeres távolságban található régiókba is eljut, az ottani levegőkémiai és környezeti folyamatokban is szerepet játszhat, valamint nagy távolságok megtétele után ülepszik ki.

Földünk legnagyobb porkibocsátó övezete évi több mint 1 milliárd tonna légkörbe juttatott poranyaggal a Szahara. Az innét származó por gyakran megfigyelhető az Atlanti-óceán, a Földközi- és a Vörös-tenger légkörében, de viszonylag nagy gyakorisággal nagyobb távolságokra fekvő szárazföldeken is tapasztalható az észak-afrikai poranyag kiülepedése. Általánosságban elmondható, hogy négy fő porszállítási útvonal indul ki a szaharai porforrások felől: (1) nyugati irányba a „szaharai légréteg (Saharan Air Layer)” az Atlanti-óceánt átszelve, a Kanári- és Zöldfoki-szigeteket is érintve, Észak- és Dél-Amerika területére (Prospero, J.M. et al. 1970; Swap, R. et al. 1992); (2) dél felé a Harmattán által a Guineai-öböl térségébe jutnak el az ásványi szemcsék; (3) északi irányba indulva Európa térségét borítja be olykor hatalmas mennyiségű por (Barkan, J. et al. 2005; Engelstaedter, S. et al. 2006; Varga, Gy. et al. 2013, 2014); (4) kelet felé pedig a Közel-Keletet (Alpert, P. és Ziv, B. 1989) és (pl. a Tokar deltán keresztül) a Vörös-tenger légkörét érintheti szaharai porviharos esemény.





Műholdfelvételeken sokszor megfigyelhető, ahogy az Arab-tengerrel párhuzamosan futó vonulatok felől hatalmas mennyiségű poranyagot fúj ki a szél, elkülönülő csóvákban a sötétkék tengervíz fölé.

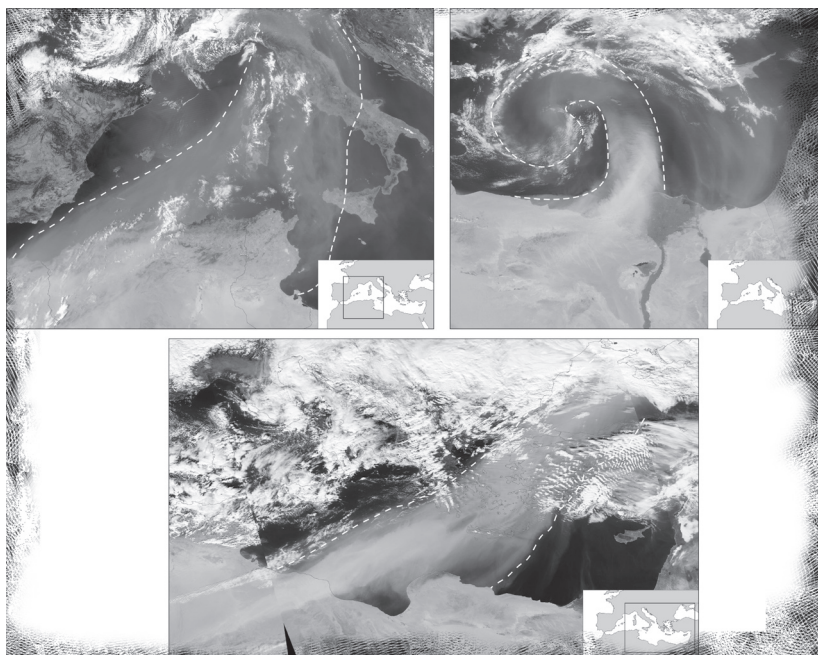
A Tarim-medence területéről kiinduló porviharok anyagát a Kínai Löszfennsík lerakódásaiban is azonosítani lehet, de szélsőséges esetekben hatalmas távolságokat is megtesz az innen kifújó por. A Csendes-óceánt átszelve Észak-Amerikába (Duce, R.A. et al. 1980; Jaffe, D.A. et al. 1999), Grönlandra (Biscaye, P.E. et al. 1997; Svensson, A. et al. 2000) vagy akár Európába (Grousset, F.E. et al. 2003) is eljuthat a Takla-Makán poranyaga. Hasonlóan a nyugatias áramlásokkal jut el a „Hexi-folyosó”, a Góbi, a Badain Jaran, a Tengger és az Ulan Buh sivatagok pora Japán területére, ahol ennek a poranyagnak a kiülepedését Kosa-eseményeknek nevezik. Grönlandi porminták kapcsán érdemes kitérni Újvári, G. et al. (2015) eredményeire, mely kutatások rámutattak, hogy az utolsó glaciális során nem feltétlenül csak az ázsiai eredetű poranyaggal érdemes számolni, hanem más (pl. akár közép-európai) források is szóba kerülhetnek.

Ausztrália porkifúvásai Új-Zélandot (Kidson, E. 1930), míg a Patagónia felől érkező ásványi szemcsék az Antarktisz (Sugden, D.E. et al. 2009) is elérhetik.





Szaharai por a Földközi-tenger térségében





Szaharai por a Földközi-tenger térségében

A szaharai eredetű finomszemcsés poranyag a Földközi-tenger medencéjének légköri folyamatait – és mint később látni fogjuk felszínfejlődését és talajképződését is – jelentős mértékben befolyásolja (Moulin, C. et al. 1998; Gkikas, A. et al. 2013; Varga, Gy. 2014). Ez az éves szinten több százezer tonna ásványi por, mely a térségbe jut, számos környezeti folyamatban fontos szerepet játszik. Mindezeken felül, a Földközi-tenger térségében az elmúlt években, évtizedekben részben az egészségügyi hatások, részben az Európai Unió jogszabályok miatt különös figyelmet fordítanak a szaharai eredetű porviharos események kutatására. Egy-egy ilyen poros epizód kapcsán a légköri szilárd poranyag koncentrációja az EU-s direktívákban előírt $PM_{2,5}$ és PM_{10} határértékeket gyakran túllépi, jól ismertek ezek az események Spanyolországban (Rodríguez, S. et al. 2001), Olaszországban (Matassoni, L. et al. 2011) vagy akár Görögországban (Gerasopoulos, E. et al. 2006). Ebből kifolyólag az érintett országok érdekeltté váltak abban, hogy meghatározzák az államhatáraikon kívülről érkező, előírt határértékek betartását ellehetetlenítő források körét és hatásait.

Az elmúlt évtizedekben tapasztalt éghajlati változások következményeit szintén hangsúlyozottan érzékeljük a Földközi-tenger vidékén. A sajátos mediterrán ciklogenezis összefüggésben áll a tengervíz felszíni hőmérsékletével, melynek értékei az elmúlt években szignifikánsan növekedtek és az előrejelzések szerint további jelentős melegedéssel kell számolnunk a térségben (Shaltout, M. és Omstedt, A. 2014). Ennek hatása azonban nemlineáris, így egyértelmű következtetéseket nem lehet levonni a légköri folyamatokra vonatkozóan (Niessen, K.M. et al. 2014), noha a szélsőséges események (pl. özönvízszerű esőzések, hóviharok, villámárvizek) száma növekedést mutat épp úgy a tárgyalt térségben, mint a tágabb régióban (Volosciuk, C. et al. 2016).

Az éghajlati, egyéb környezeti, egészségügyi és „jogi” hatásokon kívül, a Mediterráneum és a szaharai por kapcsolata még egy szálon összefügg; ez nem más, mint az egyedülálló mediterrán vörös talaj, a terra rossa. Ezeknek a talajoknak képződési körülményei ma még nem nevezhetők teljes egészükben tisztázottnak, viszont egye





több bizonyíték gyűlt össze amellelt, hogy a Földközi-tenger térségében a szaharai por jelentős, egyes esetekben döntő szerepet játszott ezeknek a talajoknak a kialakulásában. Számos helyről ismerünk olyan szelvényeket, ahol a talajok egyes tulajdonságait (pl. magas kvarc-tartalom karbonátos fekéjű talaj esetében) nem lehet mással magyarázni, csakis jelentős hullóporos hozzáadódással. Ilyen talajokat írtak le Portugáliából (Jahn et al. 1991), Spanyolországból (Muhs, D.R. et al. 2010), Olaszországból (Jackson, M.L. et al. 1982), Horvátországból (Durn, G. et al. 1999), Görögországból (MacLeod, D.A. 1980), Törökországból (Atalay, I. 1997), valamint Izraelből (Yaalon, D.H. és Ganor, E. 1973; Yaalon, D.H. 1997). A por hozzáadódás a talajok textúráját, agyagtartalmát, termékenységét is módosíthatja.

Az itt és a korábbiakban is hangsúlyozott okoknál fogva a szaharai por szerepének vizsgálata és mélyebb megismerése a Földközi-tenger térségében különös jelentőséggel bír. Jelen fejezet célja bemutatni a különböző részmedencékben azonosított szaharai porviharos események szezonálisát, szinoptikus meteorológiai hátterét, a porszállítási útvonalakat és megbecsülni a kiüledő por mennyiségét. Mindezen ismeretek birtokában analógiákkal szolgálhatunk a múltbéli folyamatok rekonstrukciós kutatásaihoz, illetve (paleo)cirkulációs modelleket validálhatunk.

Alkalmazott módszerek

A kutatás elsődleges célja egy olyan adatbázis felépítése volt, melynek segítségével a porviharok vizsgálata kvantitatív alapokra helyezhető. A tetszőlegesen kiválasztott vizsgálandó terület – jelen esetben a Földközi-tenger térsége – napi, havi és éves idősorai, a szezonális különböző felbontású diagramjai, továbbá a légköri por átlagtérképei révén pontosabban megismerhetjük a porviharok tér- és időbeli gyakoriságát, változását.

A szaharai porviharos események azonosítása a NASA Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS Version8) és az Ozone Monitoring Instrument (OMI – Daily Level 3 Gridded Products; OMTO3d) – forrás: <ftp://ftp.toms.gsfc.nasa.gov>) műszerek adatbázisainak Aeroszol Index (AI) adatait felhasználva történt. Az AI értékét a





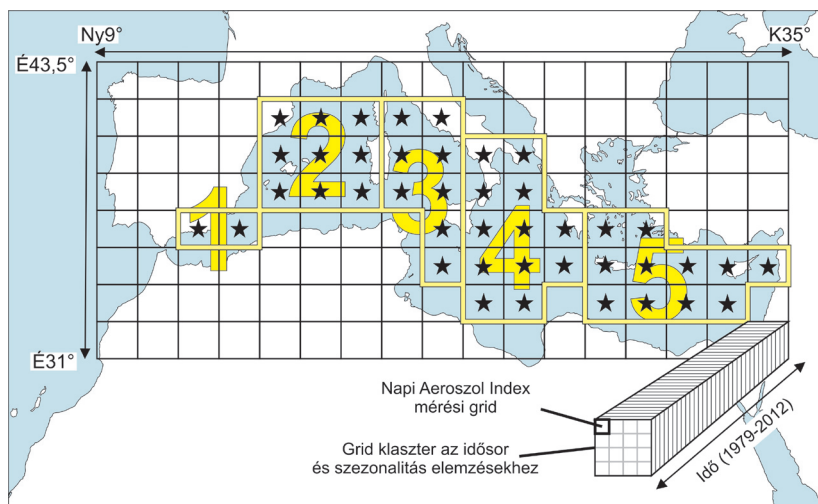
légköri szemcsék felületén történt Mie- és Rayleigh-szórás és elnyelés, valamint a tiszta légköri Rayleigh-szórás értékének a hányadosa adja meg.

A szenzorok 1978 novembere óta mérik az aeroszol részecskék mennyiségét különböző napszinkron pályán keringő műholdak fedélzetén (1978-1993 Nimbus-7; 1996-2004 Earth Probe; 2005-2012 Aura). Ahogy azt Li, J. et al. (2009) vizsgálatai is megmutatták az OMI méréseket a TOMS adatsorok konzisztens folytatásának tekinthetjük, a térbeli (Deroubaux, A. et al. 2013) és időbeni (Sreekanth, V. és Kulkari, P. 2013) korreláció analízisek, valamint más aeroszol termékekkel történt összevetések (Ahn, C. et al. 2008) szintén megerősítették mindezt, így a különböző AI adatcsomagokat egy egységes aeroszol idősoros adatbázisba rendezhetjük. Csupán az Earth Probe műhold mérései esetében kell egy 0,75-s súlytényezőt alkalmaznunk (Hsu, N.C. et al. 1999). Az eltérő térbeli felbontású TOMS AI ($1^\circ \times 1.25^\circ$) és OMI AI ($1^\circ \times 1^\circ$) adatmátrixokat krigelessel alakítottuk egyenközűvé. A számításokhoz csak a műszermeghibásodástól és kalibrációs problémáktól mentes időszakok (Kiss, P. et al. 2007), illetve csak a teljes évek kerültek felhasználásra, de így is ez a leghosszabb globális aeroszol mérési adatsor.

Vizsgálataink során a Földközi-tenger tágabb környezetére, az É.sz. 31° - É.sz. 43.5° és Ny.h. 9° - K.h. 35° közti 136 grid-klaszterre felosztott területre kerültek az AI értékek kiszámításra (14. ábra). A pozitív értékek jelzik számunkra az abszorbeáló aeroszol részecskéket (ásványi por, biomasza égetés füstje), míg a negatívak a szulfát és tengeri só részecskék légköri jelenlétére utalnak. A Földközi-tenger térségében a TOMS és OMI AI értékek korrelációja más légköri por mennyiségének mérésére kifejlesztett mutatóval (pl. por optikai mélység) azt jelzik számunkra, hogy valóban sivatagi területekről kifújott poros eseményeket detektálunk a módszerünkkel (nem pedig a szintén pozitív AI értékkel jellemezhető erdőégetés nyomait).

A porviharos események azonosítása a standardizált AI érték ($AI_{st} = (AI - AI_{\text{átlag}}) / \sigma AI$, ahol $AI_{\text{átlag}}$ az éves átlagos AI érték, míg σAI az értékek szórása) alapján történt (Barkan, J. et al. 2005). Az $AI_{st} > 1$ esetek jelölik a porviharos helyzeteket. A szinoptikus meteorológiai háttér elemzésére a 700hPa-os geopotenciál szint, szélvektor, meridi-onális és zonális áramlási térképeket szerkesztettünk a NOAA Earth





14. ábra. A Földközi-tenger vizsgált részmedencéi és az idősor- és szezonális elemzésekhez, valamint trajektória-számításokhoz felhasznált gridhálózat (Varga, Gy. et al. 2014a).

System Research Laboratory Daily Mean Composite alkalmazásával (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). A 700 hPa-os szintet a korábbi vizsgálatok alapján választottuk, hiszen Alpert, P. et al. (2004) és Barkan, J. et al. (2005) kutatásai szerint ezen a magasságon jellemző a saharai por északi irányba történő szállítása. A porszállítás útvonalai a grid-klaszterek középpontjára számított 72 órás „backward” trajekciók alapján lettek meghatározva, melyhez NOAA HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) modelljét használtuk (Draxler, R.R. és Rolph, G.D. 2012; Rolph, G.D. 2012). Mind a szinoptikus meteorológiai háttér, mind a trajektória-számítások alapjául a NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Protection/National Center for Atmospheric Research) reanalíziseit használtuk (Kalnay, E. et al. 1996). Az Észak-Atlanti Oszcillációs értékek (NAO: North Atlantic Oscillation) a NCAR boulderi (USA) klímaelemző központjától származnak (Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA; Hurrell, J.W. (1995)).





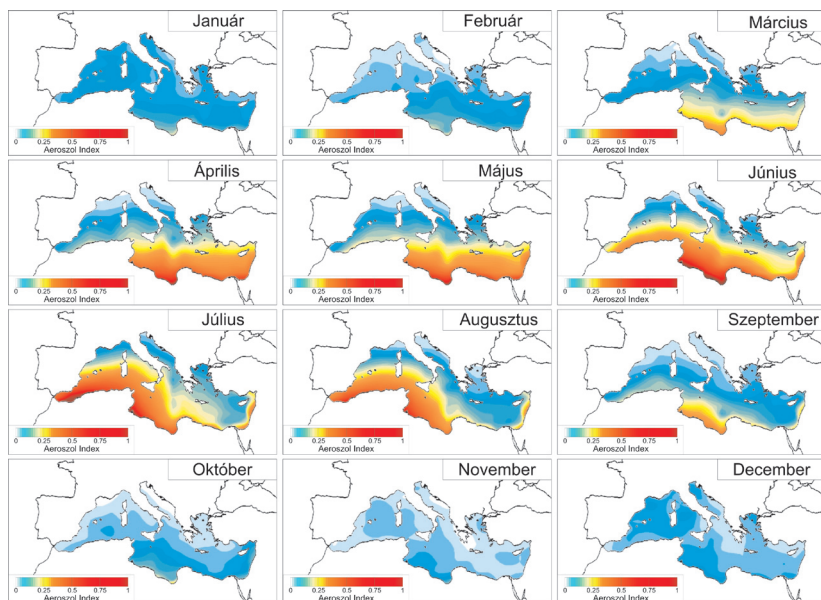
A Földközi-tenger térségében észlelt szaharai poros események általános jellemzői

A szaharai porforrás-területekről származó ásványi szemcsék a Földközi-tenger légkörének fontos komponensei, noha a porkitörések gyakorisága és intenzitása jelentős szezonális, évközi és térbeli különbségeket mutat az egyes részmedencék szisztematikus elemzése alapján. A nyugati részmedencében (Alborán- és Baleár-tengerek) a teljes vizsgált időszak 23,5%-ában, a középső részmedencében (Tirrén- és Jón-tenger) 29,5%-os, míg a keleti részmedencében 33,75%-os gyakorisággal azonosítottunk szaharai eredetű port a légkörben.

Az események éves gyakorisága nagyfokú különbségeket mutatott: viszonylag magas értékekkel volt jellemezhető 1984, 1985, 1988, 1999, 2000 és 2008, míg 1979, 1980, 1981, 1986, 1990 és 2011 alacsony aktivitást mutatott. Az éves értékek részmedencénként hasonlóan alakultak, egyes részmedencék közti korrelációs együtthatók az alábbiak: nyugati-középső részmedencék: 0,8; középső-keleti részmedencék: 0,86; nyugati-keleti részmedencék: 0,58. Összességében az évenkénti változások háttérében álló folyamatokat nem lehet egy meghatározó tényező (pl. nagyskálájú légköri oszcillációs rendszerek, cirkulációs változások, száraz periódusok) megváltozásával magyarázni. Noha az Észak-Atlanti Oszcilláció (NAO) pozitív fázisainak hatásaként jellemzően csökken a csapadék Észak-Afrika mediterrán partjai mentén és egyes vizsgálatok (Cusack, M. et al. 2012; Pey, J. et al. 2013) megnövekedő porkibocsátást is detektáltak ezekben az években, a jelen fejezetben bemutatott kutatásaink során mi nem észleltünk ilyesmi összefüggéseket (Varga, Gy. et al. 2014a). Mindazonáltal ez a kérdéskör további vizsgálatok homlokterében áll a továbbiakban is.

Az egyes részmedencékben mért szaharai pormennyiség egyértelmű szezonális mintázatot mutatott (15. ábra). A Földközi-tenger légkörében azonosított legmarkánsabb poros események jellemzően március és augusztus között jelentkeznek. Ebben az időszakban Israelevich, P.L. et al. (2002) szerint a szaharai porforrások fölötti légkör porkoncentrációja olyan magas, hogy csupán a kedvező délies áramlások hatására intenzív porkifúvásokat detektálhatunk a Mediterráneumban. A





15. ábra. A Földközi-tenger porterheltségét bemutató havi Aeroszol Index térképek.

poros időszak tavasz elején a keleti részmedence régiójában kezdődik, ahonnan az évben előrehaladva folyamatosan egyre inkább nyugatra helyeződik át a legmagasabb porkoncentráció térsége egészen szeptemberig. Szeptemberben aztán a nyugati részmedencében a szubtrópusi magasnyomású öv délre tolódásával lecsökken a por mennyisége, miközben a mediterrán ciklonokhoz köthető porviharos események száma alig csökken a középső térségekben, így ismét keletre tolódik a poros övezet. Más adatsorok felhasználásával hasonló időbeni változásokról számoltak be korábbi kutatások is (pl. Moulin, C. et al. 1998; Barkan, J. et al. 2005; Israelevich, P. et al. 2012; Pey, J. et al. 2013; Gkikas, A. et al. 2013).

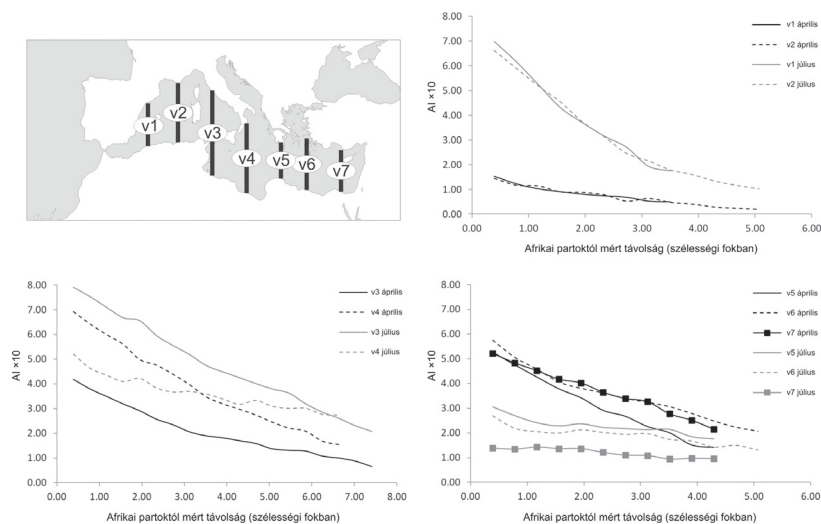
A két legporosabb évszak különböző térbeli pormintázata az Aeroszol Index értékek meridionális keresztmetszet elemzési diagramjain is látható. Hét különböző vektort vettünk fel a két legaktívabb hónap (április és július) mindegyikére. A diagramok jól mutatják, hogy míg a keleti részmedencében áprilisban, addig a nyugatiban júliusban





figyelhető meg a legtöbb por. A középső részmedence esetében mind áprilisban, mind júliusban nagy porkoncentrációval számolhatunk, mintegy átmeneti zónának tekinthetjük, ahol mindkét szélső területre jellemző viszonyok megfigyelhetők.

A meridionális vektorok az afrikai parttól távolodva jellemzően alacsonyabb AI értékeket mutatnak, viszont meredekségük a jellemző porszállítási folyamat jellegéről is szolgáltat információkat (16. ábra). A meredekebb lefutású görbék egy határozott dél-észak irányú szállítást jeleznek, míg az eltérő időszakok különböző lefutású görbéi is más és más szinoptikus meteorológiai háttér szerepét sugallják. A későbbiekben mindezt részletesebben is tárgyalni fogjuk.



16. ábra. Az Aeroszol Index értékek meridionális vektorok menti eloszlása.

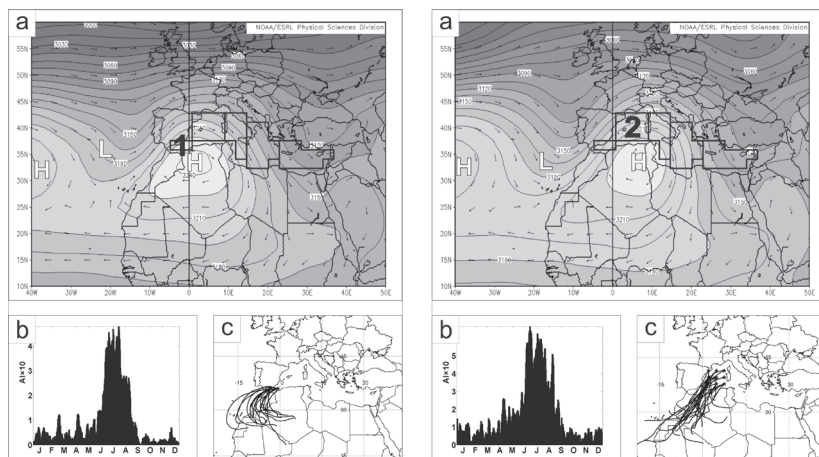




Porviharos események szezonalitása, szinoptikus meteorológiai háttere és a porszállítás útvonalai a különböző részmedencékben

Nyugati részmedence (Alborán- és Baleár-tenger)

A Földközi-tenger nyugati részében azonosított porviharok döntően nyáron jelentkeznek, egy-egy ritka tavaszi esemény leszámítva (17. ábra). Ez a szezonális eloszlás a porviharos epizódok szinoptikus meteorológiai hátterének logikus következménye, hiszen ezek az esetek a szubtrópusi magasnyomású öv északra tolódásával együttesen következnek be. Az északi szélesség 30° és 35° között kialakuló, elkülönülő magasnyomású zóna és a köztük elhelyezkedő észak-déli orientáltágú légköri teknő jól megfigyelhető a 700 hPa-os geopotenciál szint térképeken. Az erős (~10-11 m/s) délnyugati áramlás az Észak-Afrika nyugati partjai mentén lehúzó mély teknő és a kettévágott szubtrópusi magasnyomású öv keleti cellája között létrejött légnyomáskülönbség miatt alakul ki.



17. ábra. A Földközi-tenger nyugati medencéjében azonosított porviharos események általános jellemzői: (a) átlagos geopotenciál szint és szélvektorok 700 hPa-n; (b) az Aeroszol Index értékeinek szezonális eloszlása; (c) jellemző porszállítási útvonalak.



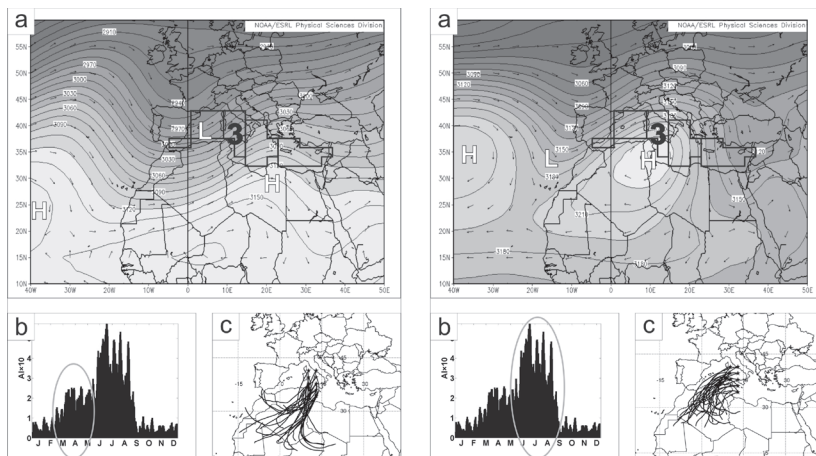


Mind a 700 hPa-os szélvektorok, mind a 3000 méteres tengerszint feletti magasságra elvégzett trajektória-számítások egyértelműen jelzik a jellemző porszállítási útvonalat.

A legerősebb, mintegy 8-10 m/s-os meridionális, délies áramlásokat a vizsgált területektől délnyugatra, míg a legerősebb zonális, nyugatias szélkomponenseket a magasnyomású zóna északi peremén találjuk.

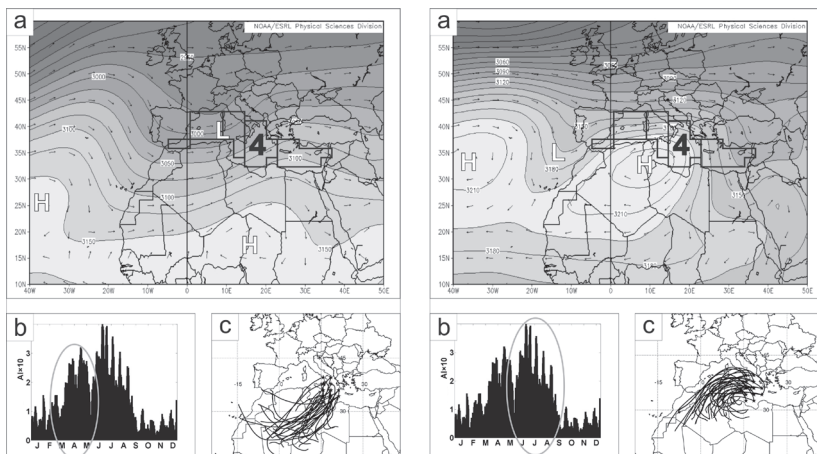
Középső részmedence

A poraktivitás fő időszaka nyáron jelentkezik a Földközi-tenger középső medencéjében, egy másodlagos tavaszi maximummal (18., 19. ábra). A nyári évszak egyértelmű dominanciája a Tírrén-tenger, valamint a Szicíliai-szoros (a térképen 3-as számmal jelölve) térségében figyelhető meg, míg keletebbre a Jón-tenger és a Szidra-öböl (térképen 4-es) övezetében a tavaszi aktivitás már sokkal kifejezettebb. A bimodális (két-maximumú) szezonális eloszlásgörbe kialakulásának háttérében a porkifúvásokat eredményező két, eltérő jellegű szinoptikus meteorológiai háttér áll.



18. ábra. A Földközi-tenger középső medencéjében, a Tírrén-tengeren és a Szicíliai-szorosban azonosított porviharos események általános jellemzői tavasszal (balra) és nyáron (jobbra): (a) átlagos geopotenciál szint és szélvektorok 700 hPa-n; (b) az Aeroszol Index értékeinek szezonális eloszlása; (c) jellemző porszállítási útvonalak.





19. ábra. A Földközi-tenger középső medencéjében, a Jón-tengeren és a Szidra-öbölben azonosított porviharos események általános jellemzői tavasszal (balra) és nyáron (jobbra): (a) átlagos geopotenciál szint és szélvektorok 700 hPa-n; (b) az Aeroszol Index értékeinek szezonális eloszlása; (c) jellemző porszállítási útvonalak.

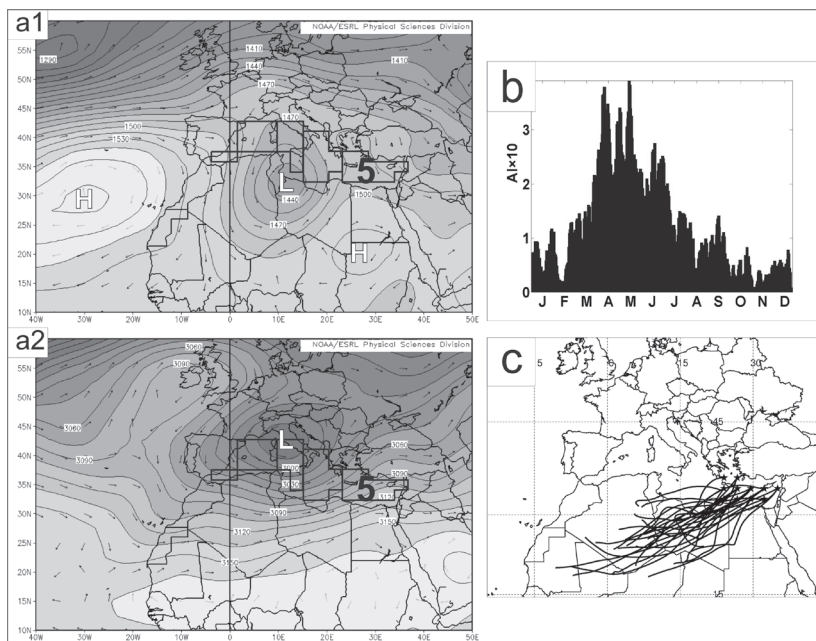
A tavasszal megfigyelhető poros események jellemzően a kelet felé mozgó alacsonynyomású légköri képződmények, mediterrán ciklonok előoldalán kialakuló erős délies áramlás következtében jönnek létre. A legerősebb, 6-7 m/s-os déli szeleket (700 hPa-on) a keleti szélesség 10° és 20° közt, míg a ciklon déli oldalán markáns zonális, nyugati szelek az északi szélesség 20° és 25° között jellemzőek.

A nyári poros epizódok meteorológiai háttere nagyban meggyezik a nyugati medencék esetében tárgyaltakéval. Különböcs csupán a légnyomás központok helyzetét tekintve figyelhető meg; a délre lehúzó légköri teknő az atlanti partvidékhez közelebb található, míg a magasnyomású öv keleti cellájának központja is keletebbre, az É.sz. 35° és a K.h. 10° környékén helyezkedik el. A porral telített légtömegek mozgását a magasnyomású központ északi oldalán megfigyelhető, 13-14 m/s-os nyugatias szélkomponenssel jellemezhető áramlás határozza meg.



Keleti részmedence

A Földközi-tenger keleti térségében tavaszi szezonális maximummal, némi nyár eleji aktivitással jelentkeznek a porviharok (20. ábra). A középső részmedence tavaszi epizódjaihoz hasonlóan a kelet felé mozgó alacsony nyomású légköri képződmények előoldalán kialakuló délnyugatias áramlású meleg-szektorhoz kapcsolódnak a porkifúvási események. Ebben a térségben azonban a ciklon tevékenység két típusát is el lehetett különíteni: a mediterrán és a Sharav ciklonokat. A mediterrán ciklonok képződése nagyban összefügg a Földközi-tenger tágabb környezetének orográfiai viszonyaival, a légköri hullámkeltésben az Alpok szerepe a domináns.



20. ábra. A Földközi-tenger keleti medencéjében azonosított porviharos események általános jellemzői: (a1) átlagos geopotenciál szint és szélvektorok 850 hPa-n a Sharav-ciklonos epizódok során; (a2) átlagos geopotenciál szint és szélvektorok 700 hPa-n a mediterrán-ciklonos epizódok során; (b) az Aeroszol Index értékeinek szezonális eloszlása; (c) jellemző porszállítási útvonalak





Az alacsonynyomású központ fennmaradásában mind a meleg tenger-víz, mind a szárazföldek hője fontos szerepet játszik. A Sharav ciklonok kialakulása az Atlasz déli előterében jellemző, a tavasz elején még hűvösebb tenger és a már forró sivatagi területek közt kialakuló termikus különbségek és az Atlasz domborzati akadályai határozza meg ezt a sajátos ciklogenezist. Mindkét, a porviharok létrejöttéért felelős légköri rendszeren belül egy határozott, ~ 12 m/s-os zonális szélkomponens is megfigyelhető volt. Ez a számított porszállítási trajektóriákon is jól látszik.

A kiüledő por

A műholdas mérések alapján beazonosított porviharos események elemzéseivel arról szereztünk információt, hogy az adott időben szaharai eredetű por volt a légkörben. Azt, hogy ez a poranyag hol és mekkora mennyiségben üledett ki, mekkora méretű és milyen anyagi minőségű szemcséből állt, azt ezekből a mérésekből nem tudjuk. A jelenkori porfelhalmozódást a Földközi-tenger szigetein és az északi partvidék mentén gyakran meg lehet figyelni, olykor a magasabb régiók hómezőin is megjelenik barnás-rózsaszínes réteggént (Giraudi, C. et al. 2013). A kiüledett por pontos mennyiségéről azonban kevés információ van, a mérőállomások száma csekély, az idősorok meglehetősen rövidek és az alkalmazott módszerek is eltérőek, így összevetésük is nehézkes.

Nagyvonalakban annyit állapíthatunk meg, hogy a Földközi-tenger tágabb térségéből $4\text{--}5$ g/m²/év-től egészen 50 g/m²/éves értékekig találunk publikált adatokat. Avila, A. et al. (1996) adatai alapján ÉK-Spanyolországban (Montseny) évente $5,1\text{--}5,3$ g/m² szaharai por ülepszik ki, hasonló értékeket ($4,5$ g/m²/év) közölt Fiol, L.A. et al. (2005) Mallorca térségéből. Hernandez, J.L.D. és Hernandez, J.M.M. (1997) a Granadai-medence esetében már mindezeknél komolyabb, évi 26 g/m²-es értékekről számolt be. Szardínia és Korzika térségéből sokkal egységesebb értékeket találunk a szakirodalomban; Korzikáról Lojye-Pilot, M.D. et al. (1986) és Bergametti, G. et al. (1989) $12\text{--}12,5$ g/m²/év értékeket közölt, míg Ternon, E. et al. (2010) $11,4$ g/m²/év-et jelentett a Ligur-tengerről. A szardíniai mérések 6 és 13 g/m²/év között változtak (La-Bolloch, O. et al. 1996).

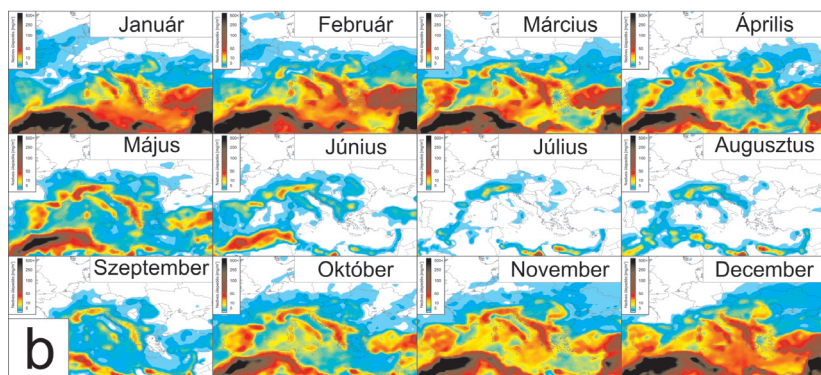
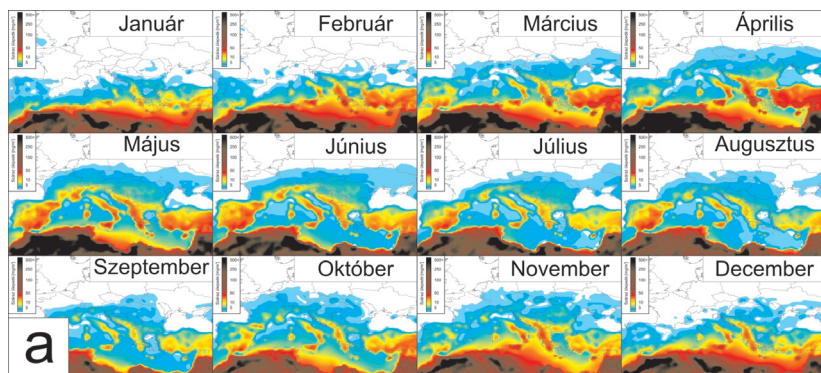


A kelet-mediterrán mérési kampányok nagyobb mért értékeket hoztak; Nihlén, T. és Olsson, S. (1995) 11,2-36,5 g/m²/év ülepedési rátákat közölt az Égei-tengerre vonatkozóan, míg Nihlén, T. és Mattson, J.O. (1989) 6 és 46 g/m²/év közti felhalmozódást mért Krétán. Herut, B. és Krom, M. (1996) az egész keleti részmedencére közölt átlagosan 36 g/m²/év-es értéket, míg ugyanezen kutatók az izraeli partok mentén ennek dupláját, 72 g/m²/év porfluxust mértek. Kubilay, N. et al. (2000) vizsgálatai 13 g/m²/év-es porfelhalmozódási rátát eredményeztek a térségre vonatkozóan.

Közvetlen mérési eredmények nélkül is szerezhethetünk információkat a szaharai por kiülepedett mennyiségére vonatkozóan a számítógépes modellek szimulációi alapján (21. ábra). Prosero, J.M. (1996) számításai szerint a Földközi-tenger területén évente 3-14 g/m² por ülepszik ki, ez jó egyezésben áll a felszíni mérési eredményekkel. Nem úgy a sokkal összetettebb és jobb felbontású Barcelona Supercomputing Center DREAM 8b v1.0 és v2.0 modelljének jelentősen alulbecsült értékei. A szerkesztett száraz és nedves kiülepedési térképeken feltűnik a domborzat domináns hatása is. (A későbbi fejezetekben még részletesen visszatérünk a felhalmozódó poranyag mennyiségének meghatározására.)

A felszínen begyűjtött porminták elemzései a jellemző szemcseméretre is információkat nyújtanak, melyre, mint a szél által szállított üledékek egyik legfontosabb tulajdonságaként tekint a szakma. A közölt adatok esetében ismét azt kell mondanunk, hogy meglehetősen tág határok között alakulnak az értékek, összességében azonban megállapítható, hogy a jellemző szemcseméret a finom- és közepes-közetliszt mérettartományba esik (döntően 2 és 20-30 µm közti értékekkel találkozunk): Kréta: 8-30 µm (módusz – Mattson, J.O. és Nihlén, T., 1996), 4-16 µm (medián – Pye, K. 1992); Spanyolország: 4-30 µm (átlag – Sala, J.Q. et al. 1996); Németország: 2,2-16 µm (medián – Littmann, T. 1991); Olaszország: 16,8 µm (módusz – Gillies, J.A. et al. 1996), 14,6 µm (medián – Ozer, P. et al. 1998); Dél-Franciaország: 4-12,7 µm (medián – Bücher, A. és Lucas, G. 1984), 8-11 µm (medián – Coudé-Gaussen, 1991); Franciaország (Párizsi-medence): 8 µm (Coudé-Gaussen, G. et al. 1988); Alpok: 4,5±1,5 µm (medián – Wagenbach, D. és Geis, K. 1989); Közép-Mediterráneum: 2-8 µm (módusz – Tomadin, L. et al. 1984).





21. ábra. Barcelona Supercomputing Center DREAM 8b v1.0 és v2.0 modelljének porkiülepedés szimulációja a Földközi-tenger tágabb térségében: (a) a száraz kiülepedés havi eloszlása; (b) a nedves ülepedés havi eloszlása (Varga Gy.).

A porviharok azonosításáért felhasznált NASA TOMS és OMI Aeroszol Index adatmátrixok térbeli felbontása, a rendelkezésre álló részletes topográfiai, geológiai és geomorfológiai térképek, műhold-felvételek, valamint a számított porszállítási útvonalak lehetővé tették a lehetséges porforrás-területek meghatározását is. A korábbiakban bemutatott saharai porforrások közül csaknem mindet kapcsolatba hozhatjuk a mediterrán térség porviharai szempontjából. Azonban az



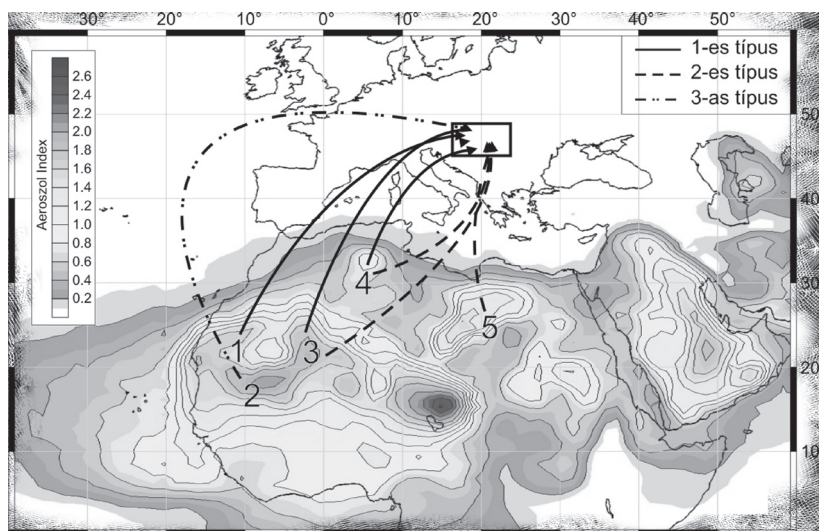


egyes területek egyidejű aktivitása miatt a sivatagi területek légkörében keveredik a különböző forrásokból kifűjt poranyag, így az egyes rész-medencékben kiüledő poranyag anyagi minőségének és a forrásterület geokémiai ujjlenyomatának az egyértelmű összekapcsolása az esetek döntő többségében nem valósítható meg. Forrás-receptorként nem tudjuk egyelőre a begyűjtött poranyagot használni, következésképpen a múltbéli poros időszakok lerakódásait sem tudjuk teljes bizonyossággal forrásterülethez kötni.





Szaharai por a Kárpát-medencében





Szaharai por a Kárpát-medencében

A Kárpát-medencei hullóporos eredetű üledékek származási helyeinek tárgyalásakor több alkalommal is felmerült a helyi kifúvások és a távoli területekről származó finomszemcsés poranyag problematikája. A jelenkori éghajlati feltételek és a földrajzi környezet teljes átalakítása nem teszik lehetővé hazánk területén a porviharok gyakori megjelenését, mégis a tavasz elején kialakuló mély ciklonok áramlási rendszerében, vagy az anticiklonok keleti peremén a poláris területek túlhűlt levegője gyakorta heves északi, északnyugati szelekkel csap le a vegetációs időszak legelején tartó mezőgazdasági területekre, ahonnan a növényzettel való borítottság híján talajszemcséket ragadhat el.

A jövőbeli éghajlati előrejelzések által prognosztizált változások (Bartholy J. et al. 2008a, 2008b; Szépszó, G. és Horányi, A. 2008) feltehetően az aszályhajlam növekedésével is együtt járnak majd. Hazánkban a várhatóan melegedő klíma, a szélsőséges események gyakoriságának és az egymást követő száraz napok számának megemelkedése a talajnedvesség csökkenéséhez és a szélerozió-veszélyeztetettség növekedéséhez vezethet (Kertész Á. et al. 2001; Lóki J. 2003; Szatmári, J. 2005), emiatt mindenképpen szükséges ezeknek a helyi folyamatoknak a további vizsgálata.

A sivatagi-félsivatagi, emberi tevékenység nyomaitól kevésbé érintett térségekből származó, a Kárpát-medence légkörébe jutó aeroszol részecskék és azok forrásterületének, valamint a légköri szállítás folyamatainak vizsgálatával a korábbi időszakok hasonló eseményeinek feltételeit is megismerhetjük. Noha jelenleg hazánk a legfőbb globális porforrás területektől viszonylag távol helyezkedik el, számottevő mennyiségű finomszemcsés poranyag érkezik időnként légkörünkbe.

A távoli területekről érkező porkitörésekre vonatkozóan csak a kellő pontosságú és dokumentálhatóságú esetek adatai használhatók fel, az anekdotikus jellegű, történelmi időkből származó feljegyzések alapján messzemenő és számszerűsíthető következtetéseket nem áll módunkban levonni. A manapság már könnyen hozzáférhető napi rendszerességű műholdas mérések és felvételek, meteorológiai adatok és térképek révén kvantitatív módszerekkel elemezhető globális





6. doboz
Véres eső





„Szaharai por a Kárpát-medencében? Majd, ha piros hó esik...”

Hallhatjuk gyakran, ha valamit lehetetlennek vagy nagyon valószínűtlennek vélünk. Az igen ritkának tartott eseményekben mégis az a legizgalmasabb, hogy nem teljesen lehetetlenek. Egy-egy ilyen mondás kapcsán érdemes utána járni, hogy honnan is ered. A piros hó – vagy piros, esetleg véres eső – kifejezéseket számos más nyelvben megtalálhatjuk. Olyan, viszonylag ritkán megfigyelhető eseményekre használjuk, amikor a csapadékot valamiféle „szennyező” anyag elszínezi. A képen látható címlap az 1901. márciusi Nápolytól egészen Anglia déli részéig eljutott szaharai poranyag kimosódásával járó eseményt mutatja be.

Olykor-olykor ezt ipari eredetű, valóban káros egészségügyi hatásokkal járó szennyezőanyag okozza, de az esetek sokkal jelentősebb hányadában mindezért olyan ásványi poranyag a felelős, amelyet a szél juttatott a légkörbe, méghozzá nagy távolságokra található sivatagi területekről. Európa esetében ez a sivatagi terület a Szahara, ahonnan évente több száz millió tonna ásványi por éri el a kontinensünket, ezzel fontos szerepet tölt be számos éghajlati és környezeti folyamatban.

adatbázis felépítésével tetszőleges térségek porviharos helyzeteit lehet azonosítani és vizsgálni. A Kárpát-medence területére (É.sz. 45°-48,5°; K.h. 16-23°) kiszámított NASA TOMS és OMI Aeroszol Indexek idő-soraiból a térségre jellemző átlagtól magasabb értékek szűréséből adódó napok aeroszol-térképei, trajektória-számítások és műholdas felvételek alapján azonosítottuk a légköri poros eseményeket. A légtömegek és a velük együtt szállított por mozgáspályája alapján egyértelműen észak-afrikai eredetű, döntően szaharai porkitörések termékei kerültek az adatbázisba.

A légkörben megjelenő szaharai por nem jelent következtetésképpen kiülepedést is, valamint műholdas mérések alapján a kiülepedés mértéke nem számszerűsíthető, ezért a Barcelona Supercomputing Center DREAM (Dust REgional Atmospheric Model) 8b v1.0 és v2.0 légköri porszimulációs adatbázisát is felhasználtuk (<http://www.bsc.es/earth-sciences/mineral-dust-forecast-system/>). Az adatok v1.0 verziója 2000. január 1-től 2012. december 31-ig, míg a v2.0 adatbázis a 2006. január 1. és 2014. december 31. közti időszakot fedi le. A modell Euler-féle nemlineáris parciális differenciálegyenletek megoldásával a





finomszemcsés ásványi por légköri tartózkodását jelzi előre. A meteorológiai mezőket 24 óránként, a határréteg adatokat 6 óránként frissítik (Pérez, C. et al. 2006a, 2006b; Basart, S. et al. 2012). Az adatbázisba rendezett értékek a későbbi homogenizálások miatt nem egyeznek meg teljes mértékben az operatív előrejelzések eredményeivel, viszont így egy egységes és hosszú (15 < éves) idősort adnak a légköri por, valamint a nedves és száraz depozíciós mechanizmusokkal kikerült poranyag mennyiségére vonatkozóan.

A 2013-tól közfigyelmet is több ízben kiváltó szokatlanul intenzív szaharai porkifúvások kapcsán mintavételezésre is lehetőségünk volt, így pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok, lézeres szemcse-méret-elemzések, valamint automata statikus optikai képfeldolgozós szemcsealak és -méret elemzések is történtek.

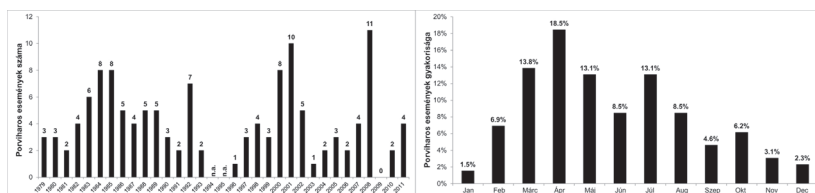
Szaharai porviharos események azonosítása

A TOMS és OMI Aeroszol Index napi adataiból felépített adatbázis rekordjai közül a kiválasztott térség átlag értékeitől szét lettek választva a szignifikánsan magasabb standardizált indexű események. Elsősorban a jellemző lehordási területektől távolra eljutó porfelhők azonosítása vált így lehetővé. A mérések alapján valószínűsített események a NOAA AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer – forrás: <http://www.sat.dundee.ac.uk>), az ESA Meteosat SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager – forrás: <http://www.sat.dundee.ac.uk>), és a Terra és Aqua műholdak MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – forrás: <http://modis.gsfc.nasa.gov>) felvételei, illetve a NOAA HYSPLIT modellel (Draxler, R.R. és Rolph, G.D., 2011) készített „backward” trajektória-számítások után került elfogadásra vagy elvetésre. A beazonosított porkifúvási eseményhez tartozó szinoptikus meteorológiai helyzetet az NCEP/NCAR 40 éves reanalízis adatbázisa (Kalnay, E. et al. 1996) alapján azonosítottam, míg az átlagos geopotenciál szinteket, szélvektorokat a NOAA Earth System Research Laboratory szoftverével készítettem el.

Az 1979 és 2012 közti vizsgálati időszakban 130 szaharai porviharos eseményt sikerült hazánk légkörében azonosítani. A po-



ros események száma évenként jelentős eltérést mutatott, ellenben a szezonális eloszlásban egyértelműen jelentkezett a térségre várható tavaszi, illetve nyári maximum (22. ábra). 1984-1985, 1992, 2000-2001 és 2008 kiemelkedően magas értékeivel szemben voltak olyan évek is ahol 1-2 (1981, 2006) vagy éppen egyetlen poros nap sem volt (2009.). [Az alapadatokat szolgáltató műszerek meghibásodásából adódó 1993-as és 1996-os töredékek és a kalibrációs problémákkal terhes 2001-2004-es intervallum adatai az átlagszámítások és aeroszol-térképsorozatok szerkesztés során nem kerültek felhasználásra, azonban a porkitörések azonosítására alkalmasak voltak. Így csupán az 1994-1995-ös évekről nincsenek adataink.]

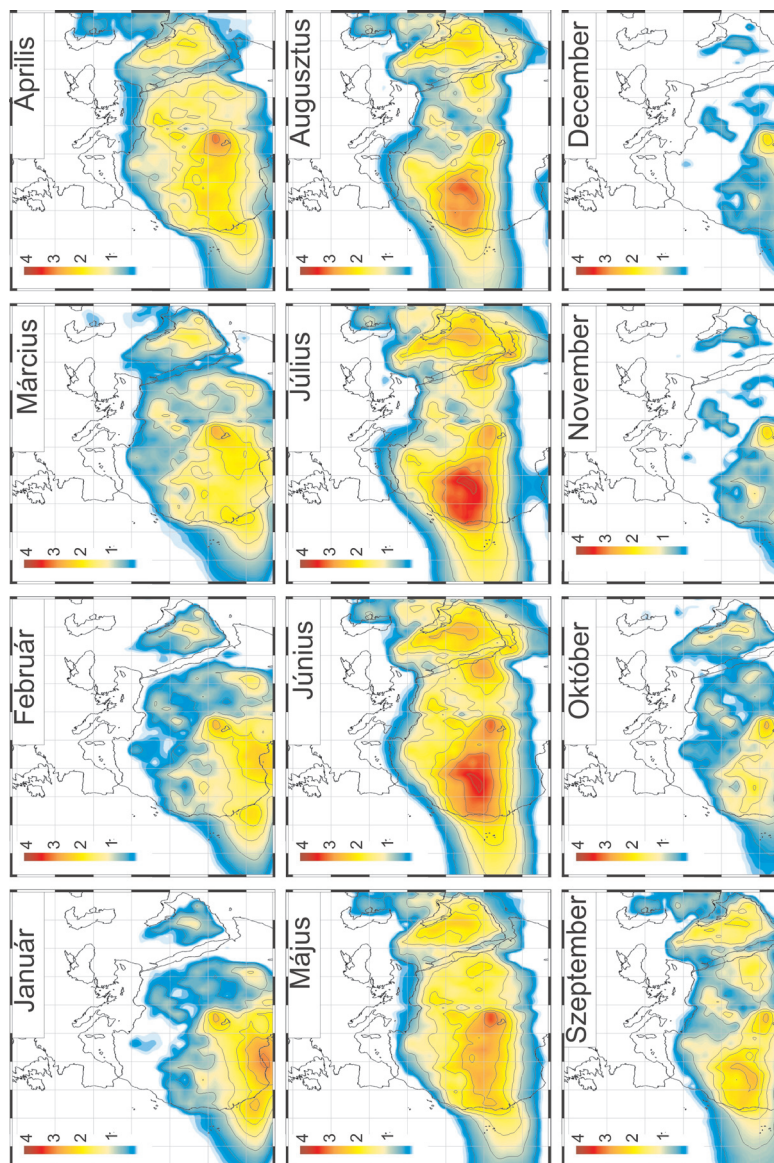


22. ábra. A Kárpát-medence légkörében azonosított szaharai porviharos események évenkénti és szezonális eloszlása (Varga, Gy. et al. 2013).

Az egyes hónapokra külön-külön meghatározott poros napok számának segítségével a szezonális eloszlásról kapunk információt. Az egyértelmű tavaszi (áprilisi) maximum mellett megállapítható, hogy nyáron (elsősorban júliusban) is gyakran található szaharai por a légkörünkben, míg a téli események ritkának mondhatók.

A tavaszi és nyári maximum megjelenése és a határozott téli minimum jó egyezésben állnak a Szahara és a Száhel régió legaktívabb forrásterületeinek szezonális jellemzőit ábrázoló napi adatsorokból szerkesztett regionális havi átlagtérképekkel (23. ábra). Az időszakra jellemző konvektív aktivitás és a termikus egyenlítő (összeáramlási zóna) északra tolódásához köthető szélereősség növekedés kapcsán a szaharai légkör csaknem porral telítetté válik (Israelevich, P.L. et al. 2002).





23. ábra. Észak-Afrika légkörének havi átlagos aeroszol-terhelése a vizsgált időszakban



Jellemző szinoptikus meteorológiai háttér

A finomszemcsés, konszolidálatlan ásványi poranyag az észak-afrikai forrásterületeken bőségesen rendelkezésre áll és így a légkör is nagy mennyiségű port tartalmaz az év jelentős hányadában. Ahhoz, hogy ez az anyag a Kárpát-medence fölé kerülhessen, meghatározott meteorológiai feltételeknek is teljesülnie kell. Az azonosított poros eseményekhez rendelt napi geopotenciál- és légnyomástérképek, valamint a légtömegek mozgását jelző trajektóriák alapján három szinoptikus helyzetet tudtam elkülöníteni. Az egyes típusokat a hozzájuk tartozó napok 700 hPa-os abszolút topográfia (AT) térképeiből készített átlagos geopotenciál szint és széltérképek segítségével mutatom be.

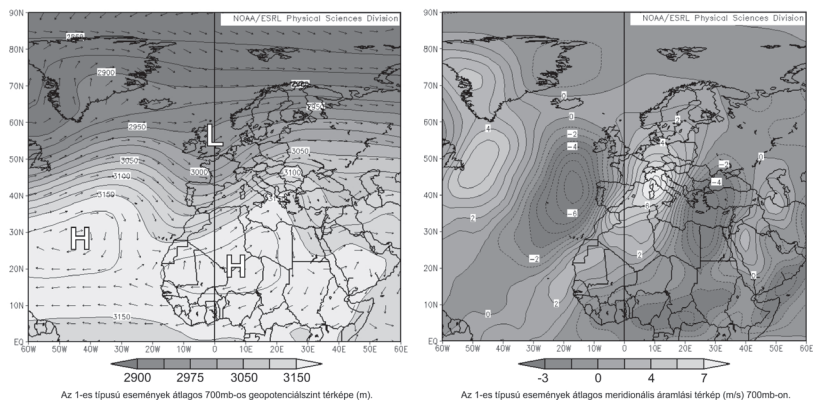
1-es típus

Az azonosított porviharos eseményekhez hozzárendelt geopotenciál szint (700 hPa), szélvektor (700 hPa) és meridionális áramlás térképek révén 3 különböző csoportba kerültek besorolásra a poros események. Az esetek 66,2%-a ($n=86$) került az 1-es típusba. Ebben az esetben az erős DNY-i áramlás az európai kontinens nyugati partvonalá mentén lehúzódnak teknő vagy sekély ciklon előoldalán és a szubtrópusi magasnyomású öv keleti cellája között alakul ki, jellemzően tavasszal és nyáron (24. ábra). A legerősebb áramlások a Földközi-tenger nyugati medencéje fölött alakulnak ki, ahol szintén ebben a periódusban sikerült ugyanezekkel a módszerekkel porviharos eseményeket kimutatni.

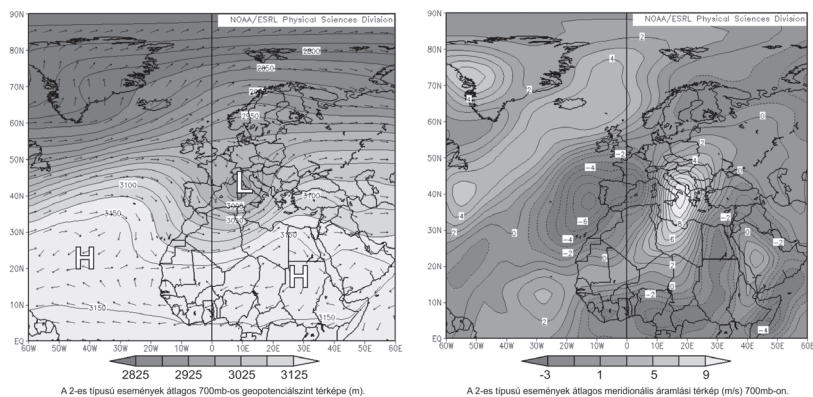
2-es típus

Az összes azonosított esemény 25,4%-a ($n=33$) került a 2-es típusba, mely során egy kelet felé mozgó mediterrán ciklon meleg szektorán kialakuló délies áramlással érkezik a szaharai por hazánk területére, döntően tavasszal az azori magasnyomású központ nyári megerősödését megelőzően (25. ábra). A legerősebb meridionális áramlás az Appennin-félsziget déli részén és a Jón-tenger fölött alakul ki.





24. ábra. Az 1-es típusú porviharos események szinoptikus meteorológiai háttere, szélvektorai és a meridionális áramlás 700 hPa-n.



25. ábra. A 2-es típusú porviharos események szinoptikus meteorológiai háttere, szélvektorai és a meridionális áramlás 700 hPa-n.

3-as típus

A vizsgálati időszak során a legritkább – az összes esemény 8,5%-a (n=11) – epizódok kerültek a 3-as típusba. Ekkor egy ÉNy-Afrika és DNy-Európa fölött kialakuló magasnyomású központ anticiklonális

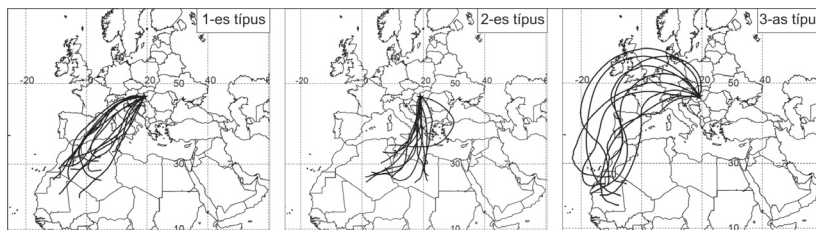




áramlása port szállít az Atlanti-óceán keleti térsége fölé, mely porral telített légtömeget a közepes szélességeken a nyugatias áramlás sodorja a Kárpát-medence irányába.

Szállítási útvonalak, lehetséges forrásterületek

Az azonosított eseményekhez trajektória-számításokat végeztünk a NOAA HYSPLIT modelljével, a légtömegek mozgásának pontosabb meghatározása céljából. A légtömegek áramlási útvonalai alapján is jól elkülönülnek a különböző típusokba sorolt porviharos események, valamint további támpontot adnak a lehetséges forrásterületek meghatározásához (26. ábra). Az 1-es típus esetében a szinoptikus meteorológiai helyzetek az afrikai kontinens északnyugati régióiból származó poranyag északkeleti irányú terjedésének kedveznek; így a Taoudenni-medence, a Ny-szaharai hegylábfelszínek és a Tidikelt-depresszió forrásterületei, illetve a Szaharai-Atlasztól délre fekvő sottok (chottok) környéke jöhet számításba, mint legfőbb lehordási terület. A 2-es típus esetében a Földközi-tenger közepső medencéje felett kialakuló ciklon előoldalán létrejövő meridionális áramlás a legközelebbi észak-afrikai lehordási területek felől szállít port hazánk fölé, jellemzően a Szaharai-Atlasz déli előterében található sóstavak környékéről és a kelet-szaharai lehordási régiókból (Kireneika és a Kattara-mélyföld). A leghosszabb és egyben a legritkábban előforduló poros események a 3-as típusba kerültek, mely során esetenként 6500 km-es távolságot is megtesz a nyugat-szaharai finomszemcsés törmelék, mielőtt hazánk területét eléri.



26. ábra. A Kárpát-medence területén azonosított saharai porviharos eseményekhez kapcsolódó porszállítási útvonalak.





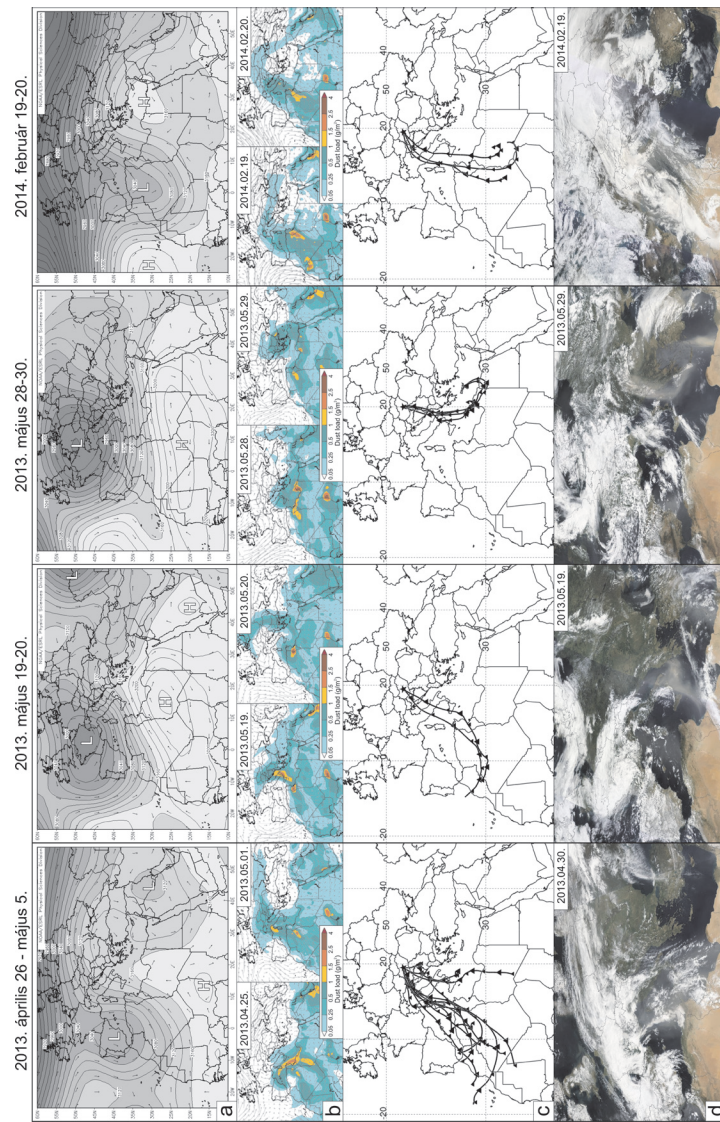
Szokatlan intenzitású szaharai porviharos események a Kárpát-medencében

A hazánk területén azonosított poros események döntő többsége csupán a műholdas mérési adatsorokon ismerhető fel, a felszínről nem észlelhetők, különösen nem szabad szemmel. Néhány esetben a kimosódás elszínezheti a csapadékot, mely a felszíni tereptárgyakon lerakódhat. Egyes alkalmakkor szokatlan légköroptikai jelenségeket okozhat a sivatagi por jelenléte (pl. légkör áteresztőképességének csökkenése, homályosság, Bishop-gyűrű). 2013-tól több olyan szaharai poros helyzet is kialakult, mely mindenki által észlelhető volt és a média is számos alkalommal beszámolt a szaharai porról, a nagy területeket érintő kimosódásról.

2013 áprilisának végén egy nagykiterjedésű anticiklon formálta hazánk időjárását (27. ábra). A leszálló áramlatok hatására kialakult száraz, meleg és felhőtlen időképet a halványsárga színű, homályosnak tűnő légkör tette különlegessé. A BSC DREAM 8b porszimulációk április 26-tól egészen május 5-ig folyamatosan szaharai port mutattak hazánk légkörében. A szokatlanul hosszú időn keresztül fennálló délnyugati áramlás hátterében egy DNy-Európa és ÉNy-Afrika fölött képződött ciklon és ennek az alacsonynyomású légköri képződménynek a kelet felé történő mozgását akadályozó kiterjedt anticiklon álltak. A két eltérő nyomásviszonyú légköri központ között csaknem két hétig állandósult a délnyugatias áramlás, mely során hatalmas mennyiségű szaharai por érkezett algériai, tunéziai és líbiai forrásterületekről a Kárpát-medence légkörébe.

Nem sokkal az előző poros esemény után még két szaharai porviharos epizódot azonosítottunk 2013 májusának végéig. Május 19-én egy É-Afrikától É-Európaig húzódó, nagykiterjedésű, kelet felé mozgó ciklon előoldalán érkezett sivatagi eredetű poranyag hazánk légkörébe, mely hasonlóan az előző esethez csupán a légköri átlátszóságot csökkentette. Nem úgy, mint a május 29-én és 30-án észlelt nedves kimosódással együtt járó eset. Ekkor az ország keleti feléből számos helyről jelentettek gépjárművek szélvédőjén, tetőablakokon és egyéb tereptárgyakon észlelt pirosas színű, finomszemcsés lerakódást. Az esemény



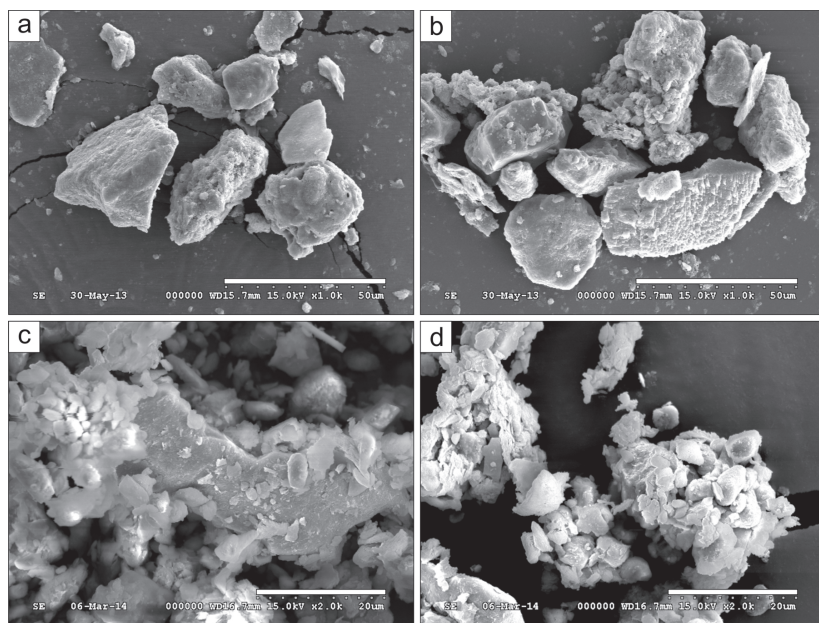


27. ábra. A 2013-ban és 2014 elején észlelt szokatlan szaharai porviharos események jellemzőinek összefoglaló ábrája (a: geopotenciál szint és szélvektorok 700 hPa-n; b: BSC DREAM 8b pormodell szimulációi; c: HYSPLIT trajektoriók 3000 m tszf.; d: NASA MODIS Terra és Aqua műholdfelvételek – Varga, Gy. et al. 2014b)





hátterében egy hosszú időn keresztül Közép-Európa fölött tartózkodó mély ciklon állt, mely egy rendkívül lassan mozgó planetáris hullám alacsonynyomású részén alakult ki. (A ciklonhoz kapcsolódó heves esőzések váltották ki a júniusi dunai árhullámot.) Ezzel egy időben az Atlasz-hegységtől délre kialakult egy Sharav ciklon, mely ciklontípus a Földközi-tenger keleti medencéjének tavaszi és nyári porkitöréseiért felelős. A sekély, észak-afrikai eredetű alacsonynyomású rendszer szokásos nyugat-keleti irányú mozgáspályáját – és ezáltal az előoldalán szállított szaharai poranyag sodródását – a Kelet-Európa meteorológiai helyzetét meghatározó ciklon északi irányba térítette el. A szaharai por a Balkán-félszigeten és a Kárpát-medence keleti felében mosódott ki nagy mennyiségben, a gyűjtött mintákban kifejezetten nagyméretű (35-40 μm) kvarc szemcséket is azonosítani lehetett (28. ábra).



28. ábra. Pásztázó elektronmikroszkópos felvételek a 2013. május 29-i (a-b) és a 2014. február 19-i szaharai poros események után gyűjtött mintákról. A fehér méretarány hossza a-b: 50 μm , c-d: 20 μm (felvételek: Cserháti Csaba)





2014 februárjában szintén jelentős mennyiségű szaharai por által elszínezett csapadék hullott hazánk területén. Egy, a jet-stream szokatlanul délre lenyúló szárnyáról lefűződött magassági hidegcsepp alakult ki, melynek következtében eső, hó- és porviharok alakultak ki ÉNy-Afrikában. Az északnyugati irányba mozgó alacsonynyomású rendszer hatalmas mennyiségű port juttatott a levegőbe algériai és tunéziai forrásterületekről. Mivel a rendszer további keleti irányú sodródása az ÉK-Afrika fölött elhelyezkedő magasnyomású központ által blokkolva volt, a porral telített légtömegek észak felé sodródtak tovább, és február 19-én érték el a Kárpát-medencét.

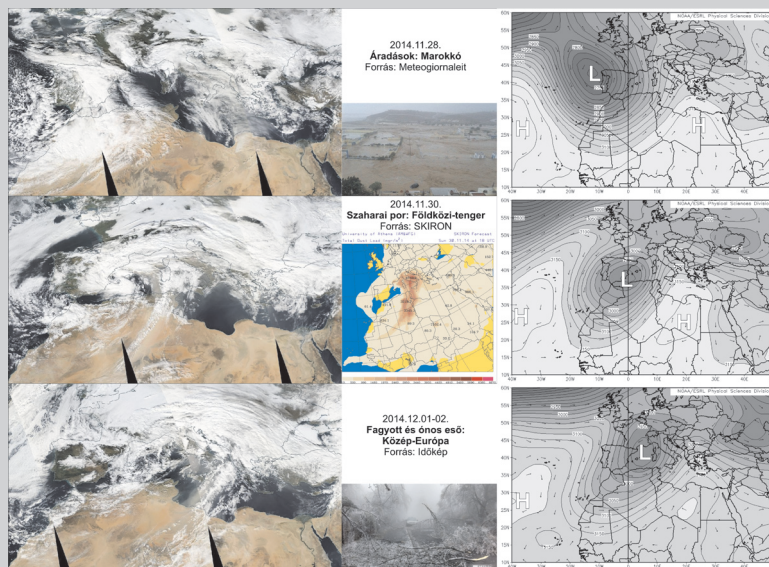
A 2013 május végi kimosódással ellentétben, a lézeres szemcseméret meghatározás alapján a poranyag jellemzően finom-közetliszt és agyag-frakciójú szemcsékből állt össze 6,3 μm -es módusszal. Az elektronmikroszkópos felvételeken jól látszik, hogy nem egyedi, különálló szemcsékről van szó ebben az esetben, hanem a finomszemcsék közepes közetliszt méretű aggregátummá álltak össze. Feltehetően a szállítás is ilyen aggregátum formában történhetett és csak később, a lézeres mérések közben (az ultrahang hatására) estek szét alkotóikra ezek a nagyméretű szemcse-klaszterek.

A begyűjtött szaharai por problematikus szemcseméret elemzéséhez kapcsolódó feltételezéseinket szintén megerősítette a 2015. szeptember 19-én megfigyelt intenzív szaharai porkimosódásos epizód. Az észak-afrikai poranyag az 1-es típusba sorolt esemény eredményeként az ÉNy-i irányba mozgó porral telített légtömegből mosódott ki. A trajektória-számítások és helyi, meteorológiai jelentések alapján megállapítható volt, hogy az Atlasz hegység láncai közt húzódó Hautes Plaines fennsík területe volt a forrás, innen egy ÉNy-Európa felől dél felé lehúzó légköri teknő délkeleties áramlási rendszere szállította a poranyagot Közép-Európa irányába. A kiüledett anyagból vett minták elemzése kimutatta, hogy a por modális kör-ekvivalens szemcsemérete $\sim 20 \mu\text{m}$ volt. A jellegzetes széláltali szállítást tükröző szögletes, enyhén lekerekített alak jól megfigyelhető volt a Malvern Morphologi G3-ID felvételeken. A különálló, egyedi szemcsék populációján kívül egy főként aggregátumokból álló csoport is elkülöníthető volt az alaktani paraméterek alapján. Az ezeket az aggregátumokat felépítő finomabb





7. doboz



Szaharai por és ónos eső

A 2014 februárjának elején észlelthez hasonló szinoptikus meteorológiai háttérű esemény alakult ki 2014 novemberének végén is, melynek végeredménye nem a kimosódott poranyag miatt vált ismertté, hanem az elmúlt évtizedek legpusztítóbb ónos esője okán. Ebben az esetben Marokkóban áradások alakultak ki, majd a délnyugati áram-

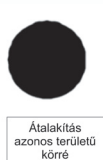
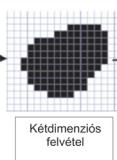
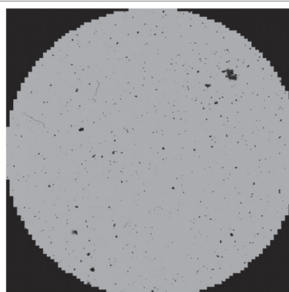
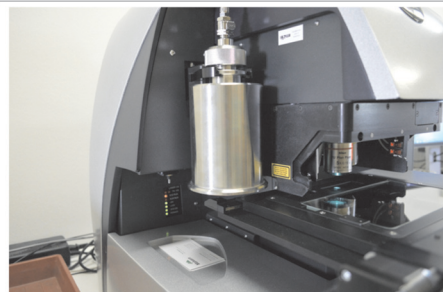
szemcsék szállítása tehát nem különállóan, hanem összetapadva történt. Feltételezhetjük, hogyha nem az automata képfeldolgozáson alapuló műszert alkalmaztuk volna szemcseméret meghatározásra, hanem például a lézer-diffrakciós készüléket, akkor ezek az aggregátumok a mérés közben szétestek volna. Az így mért kisebb szemcseméret már nem tükrözte volna a szállítóközeg energiáját és hamis képet kaptunk volna az áramlási rendszerről.





8. Doboz

Szemcseméret meghatározás automata képfeldolgozással



A kör átmérőjét
használjuk:
kör-ekvivalens átmérő

A képfeldolgozáson alapuló szemcseméret meghatározás során a háromdimenziós objektumunk méretét egy kétdimenziós levetített kép paramétereivel közelítjük, leggyakrabban a kör-ekvivalens átmérővel. Statikus képfeldolgozás során a vizsgálandó szemcséket egy síkra diszpergáljuk, így a szemcsék jellemzően a legnagyobb területű oldalukra esnek. Ezekről a szemcsékről készített felvételek során tehát ezeknek a legnagyobb területű oldalaknak a méretét határozzuk meg. Az automata képfeldolgozások technológia a hagyományos lézerdiffrakciós szemcseméret meghatározással szemben lehetőséget teremt a méreteloszláson túl a különböző szemcsék alakjának (pl. köralakúság; konvexitás), alakeloszlásának, illetve az alaktól függő további méretparamétereknek (pl. körekvivalens-átmérő, hosszúság-szélesség, kerület-terület) mérésére.

Mindezekon túl a Malvern Morphologi G3-ID műszerrel a szemcsék optikai paramétereit, fényáteresztő képességét, továbbá a Raman feltét segítségével a kémiai összetételét is elemezhetjük. A több tíz vagy százezer szemcsén végrehajtott elemzések a hagyományos mikroszkópos elemzésekhez képest sokkal hatékonyabbak, reprodukálhatók és nagyobb számú minta alapján készülnek a statisztikai elemzések, így robusztusabbak is.



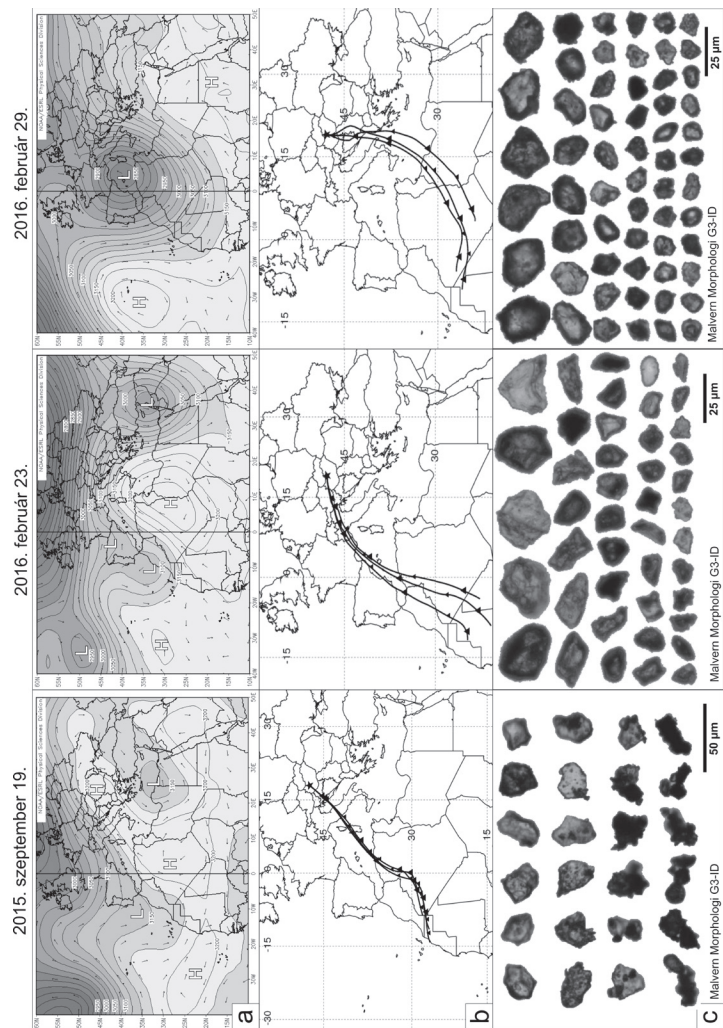


2016. február 21-én egy markáns porkitörés hatására szokatlanul nagy mennyiségű por ülepedett ki Spanyolország egyes régióiban (29. ábra). Mindennek hátterében ismét egy magaslégköri teknőről lefűződő hidegcsepp állt. Ennek a kimélyült légköri központnak az előoldalán hatalmas mennyiségű poranyag került a légkörbe a Tell- és a Szaharai-Atlasz közt húzódó felföldi, időszakos sós tavak területéről. Két nappal később érte el ez a légtömeg hazánkat, ahol rendkívül intenzív porkimosódás történt. Kiülepedő vöröses-sárgás üledék a parkoló autókat és minden egyéb szabadon hagyott tárgyat belepett. A begyűjtött minták granulometriai jellemzőit az uralkodó agyag és finom közetliszt méretű frakciók dominanciája határozta meg, melyben a kvarc, kalcit és dolomit ásványok voltak uralkodók. A log-normális szemcseeloszlás görbe módusza 10 mikron környékén alakult. A szemcsék konvexitása magasabb értéket mutatott, mint a 2015. szeptember 19-i eseménykor mértek, mely magasabb különálló szemcse/aggregátum arányra utal (értsd: az egyedi szemcsék száma magasabb volt ez utóbbi eseménykor).

Ugyancsak 2016 februárjában, 29-én egy újabb intenzív szaharai porkimosódásos epizód érte el hazánkat. A sárgás poranyag algériai és tunéziai forrásterületekről, egy a Földközi-tenger nyugati medencéje fölött elhelyezkedő és szinte egy helyben örvénylő mély ciklon előoldalán áramlott a Kárpát-medencébe (2-es típusú porviharos esemény). A kvarc szemcsék egyértelmű dominanciájával jellemezhető minták kör-ekvivalens modális szemcsemérete 8 mikron körül alakult.

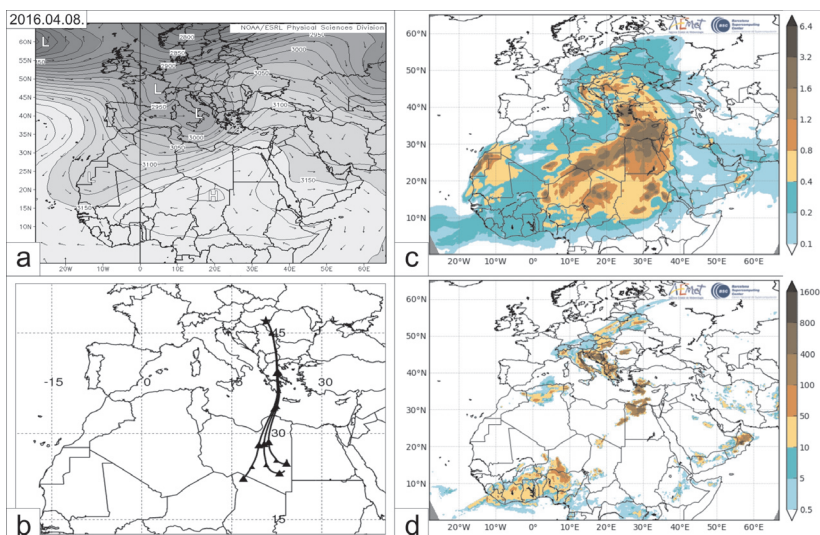
A 2016-os porkimosódásos epizódoknak még korántsem volt vége ezzel a két februári eseménnyel. Április elején a Földközi-tenger nyugati és középső medencéje fölött több napon keresztül igen magas porkoncentráció volt megfigyelhető. Az ehhez a helyzethez párosuló erőteljes meridionális áramlás hatására április 7-én ismét szaharai porral telített csapadék hullott hazánk területén (30. ábra). Egy az Atlasz déli lábánál képződött sekély, majd egyre inkább kimélyülő és északkeleti irányba mozgó alacsonynyomású légköri központ előoldalán érkezett meg a nagymennyiségű líbiai eredetű port szállító légtömeg a Kárpát-medencébe. Az erős déli-délnyugati áramlás kialakulásában kezdetben a Skandináv-félsziget fölött elhelyezkedő kiterjedt ciklon, valamint a Délkelet-Európa felett megfigyelhető anticiklon is szerepet játszott.





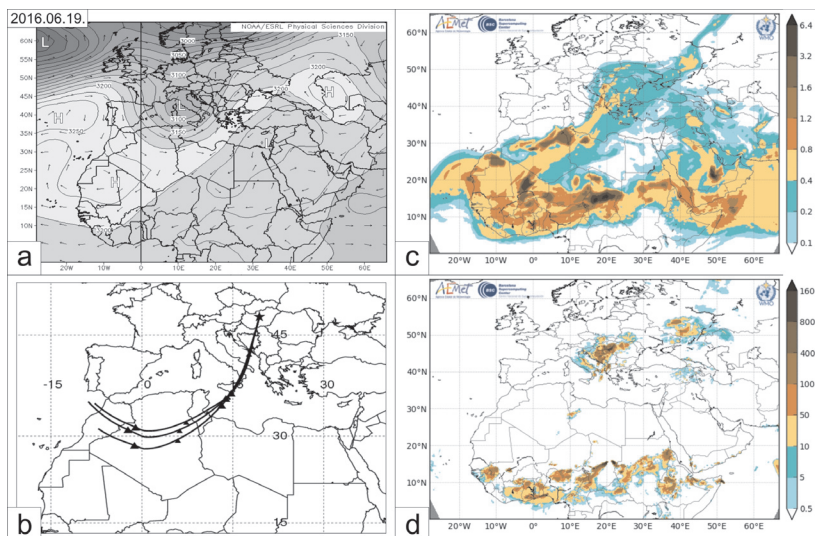
29. ábra. Szaharai poranyag kimosódásával együtt járó epizódok a Kárpát-medencében (a: átlagos geopotenciál-szint és szélvektorok 700 hPa-n; b: a porszállítás trajektóriái; c: Malvern Morphologi G3-ID felvételek a begyűjtött pormintákról).





30. ábra. Magyarország DK-i részén, 2016. április 8-án tapasztalt intenzív szaharai porkimosódásos esemény (a) szinoptikus meteorológiai háttér; (b) a légkör modellezett portelítettsége (g/m^2); (c) szállítási útvonal; (d) a nedves ülepedéssel felhalmozódott poranyag mennyisége ($\text{g}/\text{m}^3/3\text{óra}$).

A 2016. június 20-án hullott csapadék ismét szaharai port mosott ki, mely a gépkocsik szélvédőjén és az esőnek kitett tereptárgyakon ismét jól megfigyelhető volt. A legerősebb délnyugati áramlás az afrikai kontinens északnyugati részétől a Balkán-félszigetig terjedő magasnyomású régió és az Európát kettészelő hullámzó frontálzóna között alakult ki, mely későbbiről egy olaszországi központú légörvény is lefűződött. A poranyag forrása az Atlasz déli előtere volt.



31. ábra. Magyarország DK-i részén, 2016. június 19-én és 20-án tapasztalt intenzív szaharai porkimosódásos esemény (a) szinoptikus meteorológiai háttere; (b) a légkör modellezett portelítettsége (g/m^2); (c) szállítási útvonal; (d) a nedves ülepedéssel felhalmozódott poranyag mennyisége ($\text{g}/\text{m}^3/30\text{ra}$).

Recens porfelhalmozódási ráták

A korábbi műholdas vizsgálatok során számos olyan szaharai poros eseményt azonosítottunk, mely során magas porkoncentrációjú légtömegek érték el hazánkat. Az, hogy szaharai port tartalmazó légtömeg van fölöttünk, még nem jelenti azt, hogy a poranyag el is éri a felszínt. A számítógépes modellek adatait felhasználva a kiülepedésről is szerezhetünk új információkat.

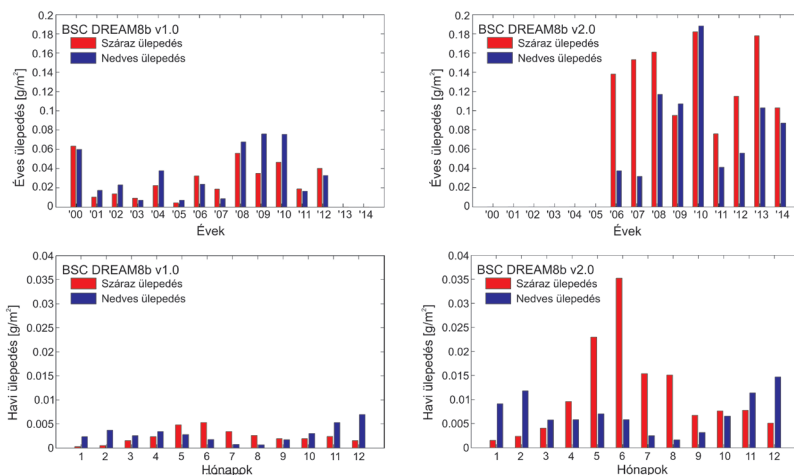
A száraz és nedves ülepedés szezonális eloszlásának térképein jól látszik, hogy a száraz ülepedés hazánk területén tavasszal és nyáron a legjelentősebb, ellenben a nedves ülepedés télen és tavasszal jellemző. Ez a különbség a kétféle depozíciós mechanizmus eltérő jellegéből is fakad. Míg a jelentősebb száraz kihullás legfőbb feltétele, hogy viszonylag nagy mennyiségű poranyag legyen a légkörben, addig egy viszonylag intenzívebb nedves ülepedéshez nem feltétlenül kell magas





légköri porkoncentráció, mert egy adott térségben a csapadék nagyobb hatásfokkal kimossa a poranyagot a légkörből.

A kiülepedő por térbeli és szezonális eloszlásának modellszámításokkal szimulált mintázata az eddigi vizsgálataink alapján jól tükrözi a valós helyzetet, azonban a felszínen lerakódó por mennyiségére vonatkozóan jelentős alulbecslést feltételezünk. A Földközi-tenger térségéből ismertek olyan publikált porülepedés mérések, melyek alapján szintén alulbecsültek bizonyultak a szimulációs számítások. Egyes területeken akár két nagyságrenddel is kisebb értékeket adnak a porszimulációk. A 2006. január 1-től rendelkezésre álló v2.0 modell számítási mechanizmusa már egy továbbfejlesztett depozíciós sémával dolgozik. A 2006-2012-es időszak adatait elemezve, mely időszakra vonatkozóan mind a v1.0 mind a v2.0 modelladatok elérhetőek, megállapítható, hogy az új eredmények jelentős javulást hoztak a modellszámításokba. A száraz ülepedést tekintve a v2.0 modell 3,6-szoros, míg a nedves ülepedést tekintve 1,8-szoros eredményeket kapunk. Ezek már közelebb állnak a feltételezett valós adatokhoz, de még mindig túl alacsonynak tűnnek (32. ábra).



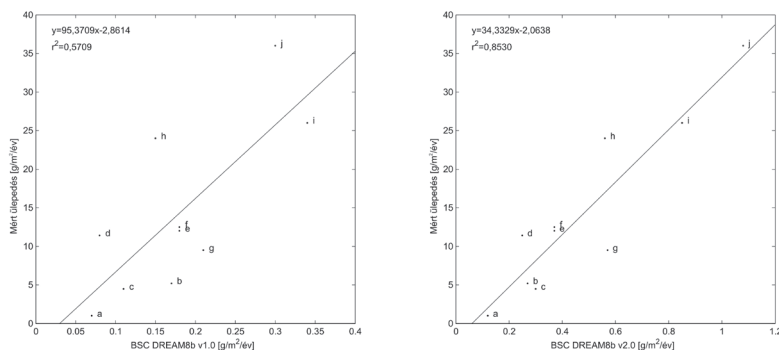
32. ábra. A Kárpát-medence területén száraz és nedves depozíciós mechanizmusok hatására kiülepedett poranyag évenkénti és évközi alakulása 2000-2014 között.





Érdekes, hogy a korábbi, rosszabb tér- és időbeli felbontású modellek eredményei a felszíni mérések adataival sokkal inkább összevethető értékeket produkáltak. Mahowald, N.M. et al. (2005) eredményei szerint a Földközi-tenger térségében átlagosan 5-10 g/m²/év a jellemző szaharai porfelhalmozódási ráta.

Hazánk területéről nem rendelkezünk mérési eredményekkel a szaharai porfelhalmozódásra vonatkozóan, ezért a modellezett értékekkel tudunk csak számolni, melyeket a Földközi-tenger felszíni méréseivel történt korreláció-analízis után, súlyozva használtunk fel a számításainkban. Az alulbecslés ténye egyértelmű, viszont az is bizonyosodott, hogy a szezonális és térbeli eloszlások valóban helyesen jelennek meg a BSC DREAM8b szimulációkban és viszonylag szoros korreláció figyelhető meg a mérési adatokkal, így a paraméterek közti kapcsolatot a lineáris regressziós modell jól leírja (2. táblázat, 33. ábra). Mindezek alapján megállapítható, hogy a szaharai porfelhalmozódás mértéke a Kárpát-medencében 3,2-5,4 g/m²/év közé tehető. (Ugyan nem feltétlenül tekinthető reprezentatívnak, de megjegyzendő, hogy az 1941-es, szerte az országban észlelt, rendkívül intenzív szaharai porviharos esemény során a Meteorológiai Intézet 2-6 g/m²-es értéket mért Szegeden [Miháltz I. 1955]).



33. ábra. A Földközi-tenger térségében mért és modellezett szaharai por-kiülepedés korrelációja (a: Közép-Franciaország; b: ÉK-Spanyolország (Montseny); c: Mallorca; d: Ligur-tenger; e és f: Korzika; g: Dél-Szardínia; h: Égei-tenger; i: Kréta; j: K-Mediterráneum;)





2. táblázat Rendelkezésre álló földközi-tengeri szahari porfelhalmozódás mérések és a mérési helyszínhez tartozó numerikus modellek számításai

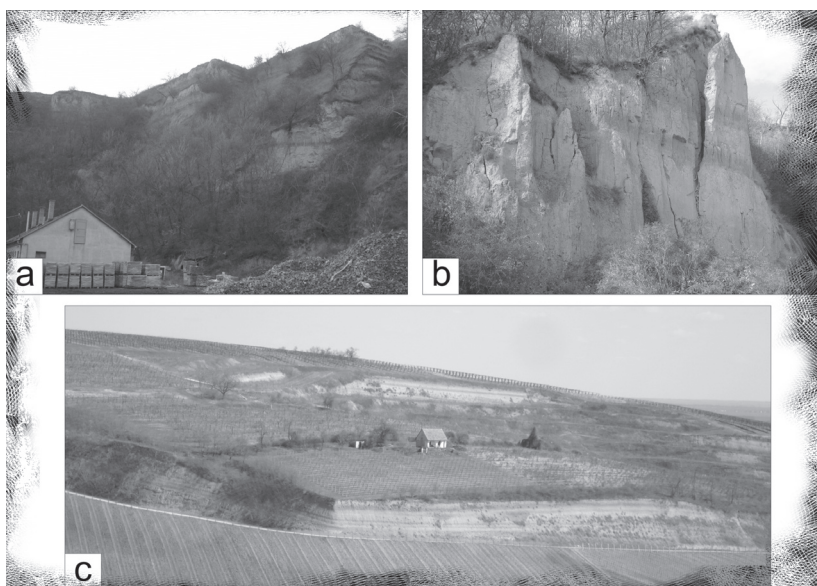
Helyszín	Kütlepedés [g/m ² /év]							
	BSC DREAM8b v1.0			BSC DREAM8b v2.0			Mérések	
	Száraz	Nedves	Összes	Száraz	Nedves	Összes		
a	0.03	0.04	0.07	0.04	0.08	0.12	1	Bücher, A. és Lucas, G. (1984)
b	0.09	0.08	0.17	0.14	0.13	0.27	5.2 (5.1-5.3)	Avila, A. et al. (1996)
c	0.04	0.07	0.11	0.17	0.13	0.30	4.5	Fiol, L.A. et al. (2005)
d	0.02	0.06	0.08	0.09	0.16	0.25	11.4	Ternon, E. et al. (2010)
e	0.06	0.12	0.18	0.13	0.23	0.37	12	Bergametti, G. et al. (1989)
f	0.06	0.12	0.18	0.13	0.23	0.37	12.5	Löye-Pilot, M.D. et al. (1986)
g	0.09	0.12	0.21	0.30	0.27	0.57	9.5 (6-13)	La-Bolloch, O. et al. (1996)
h	0.06	0.09	0.15	0.27	0.29	0.56	23.9 (11.2-36.5)	Nihlén, T. és Olsson, S. (1995)
i	0.22	0.12	0.34	0.54	0.31	0.85	26 (6-46)	Nihlén, T. és Mattsson, J.O. (1989)
j	0.21	0.09	0.30	0.78	0.29	1.08	36	Herut, B. és Krom, M. (1996)







Múltbéli porviharok nyomában: a hullóporos eredetű üledékek





Múltbéli porviharok nyomában: a hullóporos eredetű üledékek

A porviharok által szállított finomszemcsés törmelékanyag felhalmozódásából képződött hullóporos eredetű üledékeket az öskörnyezeti és paleoklimatológiai rekonstrukciók során előszeretettel alkalmazzuk, a szárazföldeken, jégpajzsokon, tengerek vagy tavak mélyén akkumulálódott poranyag egyedülálló kalendáriumai a múltbéli változásoknak. A porviharok gyakorisága és a szállított finomszemcsés törmelék mennyisége (illetve minősége – pl. szemcseméret) érzékenyen reagál a klimatikus folyamatok által módosított környezeti tényezők megváltozására, ennek következtében a földtörténeti múlt egyes szárazabb időszakokban a légköri por mennyisége a mainak akár 15-20-szorosa is lehetett (Kohfeld, K.E. és Harrison, S.P. 2001, 2003). A nagy területeket fedő hullóporos eredetű üledékek nagyszerűen archiválták mindezen változásokat több millió évre visszamenően is és globális, regionális, valamint lokális léptékű hatótényezők elkülönítését tették lehetővé.

Különösen érdekes számunkra a földtörténeti múlt utolsó mintegy 2,6 millió évének éghajlati és egyéb környezeti elemeinek részletes megismerése és vizsgálata, melyben – mint látni fogjuk – elévülhetetlen szerepe van a porviharos események során felhalmozódott hullóporos eredetű üledékeknek. A kérdéskör korántsem egyszerű, ma is szakmai viták garmadáját váltja ki néhány problémás kérdés. Ilyen bizonytalan probléma maga az időbeli keret, melybe a legfőbb hullóporos üledékeink képződését betagozzuk. A földtudományokon belül kevés ekkora és ilyen régóta tartó vita alakult ki, mint a vizsgálatunk időbeli keretét adó negyedidőszak és a pleisztocén kérdése. A Föld történetének legfiatalabb periódusa már a XVIII. századtól az érdeklődés középpontjába került.

A negyedidőszak, mint fogalom megszületése

Magának a negyedidőszaknak, mint kifejezésnek a megszületése az 1700-as évek közepére tehető, amikor Giovanni Arduino olasz bányamérnök a földtörténeti időszakokat első-, másod-, harmad- és negyedjelzőkkel látta el. A negyedidőszak kifejezés azonban csak az Alpok





déli előtere földtani képződményeinek leírásában jelent meg, mígnem Desnoyers francia geológus 1829-ben, a Párizsi-medence harmadidőszaknál fiatalabb rétegeinek nevezéktanában használta újra.

A pleisztocén elnevezést először Charles Lyell írta le 1939-ben, mellyel a korábbi „újabb pliocén” fogalmát váltotta fel, és kezdetben még valójában a negyedidőszakkal szinonimaként használta, mint a „legújabb kor, ami a pliocén után következik”. Későbbi műveiben azonban már megjelenik a „recens kor” kifejezés is, mellyel a jégkorszak utáni időszakot különítette el, ezt pedig a 3. Nemzetközi Geológus Kongresszus 1885-ben holocénre keresztelte át.

Pleisztocén = Jégkor?

Megszületett a pleisztocén és holocén korokból álló negyedidőszak fogalma. Ekkor azonban még senki sem tudta, hogy pontosan milyen hosszú időintervallumokról van szó, illetve végül is milyen jellegzetes folyamatok alakították ki Földünk földtani értelemben vett legfiatalabb képződményeit.

Georges Cuvier a pleisztocén emlősmaradványok tanulmányozása során a fauna forradalmi megváltozásait kataklizmákkal magyarázta, melyek időnként döntő hatással vannak a fauna, a flóra fejlődésére és az üledékképződés folyamataira is. Ennek hatására alakult ki a Német-Lengyel-síkságon található kőzetblokkok eredetét magyarázó özönvíz elmélet is, mely a bibliai özönvíz hordalékaiként értelmezte a fiatal üledékeket. Az óceánokon sodródó jéghegyek megfigyelései, az Alpok jégmentes trogvölgyeinek, morénáinak, karcainak felismerései azonban megváltoztatták ezt a képet. Perraudin, Venetz-Sitten, de Charpentier és Lyell eredményei alapján megszületett a „drift elmélet”, mely szerint az úszó jéghegyek szállították az üledékeket. A jég szerepe tehát már ekkor felértékelődött, de eljegesedésről itt még nem beszélhetünk. Louis Agassiz volt az első, aki a pleisztocén glaciális klimatikus viszonyok meglétét bizonyította. *Étude sur les glaciers* (1840) és *Système glaciare* (1847) könyveiben európai tapasztalatait összegezte, majd a későbbiekben észak-amerikai bizonyítékokat is gyűjtött a pleisztocén eljegesedés mellett. A kezdeti tudományos ellenkezés után folyamatosan gyűltek





az adatok Agassiz elméletét támogatva. Az egyszeri, nagy eljegesedés azonban kezdett valószínűtlenné válni, és több felmelegedési időszakot is felismertek a kutatók. James Geikie már 1877-ben négy vagy öt nagy glaciális elkülönítését szorgalmazza. A nagy áttörést Albrecht Penck és Eduard Brückner Alpokban végzett kutatásai jelentették, mely során négy glaciális azonosítottak be és neveztek el németországi folyókról; ez a Günz-Mindel-Riss-Würm alpi glaciális felosztás (Penck és Brückner, 1909).

A poliglacialista elmélet szerint tehát a pleisztocén során több eljegesedés is történt, melyeket hosszabb-rövidebb ideig tartó felmelegedési időszakok szakítottak meg.

James Croll *Climate and Time in their Geological Relations* (1875) és *Climate and Cosmology* (1885) című műveiben a Föld-pálya egyes elemeinek megváltozásában látta a klímaváltozások okát, és így szerinte az elliptikusabb keringési pálya kedvez az eljegesedések kialakulásához. Számításai azonban nem voltak összeegyeztethetőek a földtani adatokkal. A XX. század elején viszont pontosabb elméletet dolgozott ki Milutin Milankovics szerb matematikus, aki szerint a Föld pályaelemeinek (precessió, tengelyferdeség, excentricitás) szekuláris megváltozása eljegesedéseket eredményezhet, ha a besugárzási értékek nem érik el a Köppen-féle küszöbértéket. Bacsák György az adatokat pontosította, kimutatta, hogy az interglaciálisok sem voltak egységesen melegek. Az elmélet azonban évtizedekig nem került méltó helyére a tudományban. 1976-ban azonban Hays et al. (1976) a mélytengeri üledékek vizsgálata során felismerte a Milankovics által leírt periodicitást. Az utóbbi évek kutatásai során bebizonyosodott, hogy a 19-23 ezer, 41 ezer és a 100 ezer éves ciklusok számos üledékes rétegsorban megfigyelhetők.

A pleisztocén klimatikus és környezeti viszonyaira vonatkozó információk már viszonylag pontos képet festettek ekkor a múlt állapotáról. A pontos időintervallum meghatározása megfelelő koradatok nélkül azonban nem volt egyszerű. A pliocén-pleisztocén határ 1983-tól 1,806 Ma BP, míg a negyedidőszak kezdete 2,588 Ma BP volt. Tehát a problémakört még bonyolították azzal, hogy a pliocén utolsó 800 ezer éve is beletartozott a negyedidőszakba. Azonban mostanra megszűnt ez





a probléma, hiszen a Nemzetközi Rétegtani Bizottság 2009-ben hozott határozat szerint a pleisztocén kezdete megegyezik a negyedidőszakéval, egységesen 2,588 Ma BP. A negyedidőszak újra pleisztocénre és holocénre osztható fel, melyek között a határ egy grönlandi jégmagban lett kijelölve (11748 év BP).

A pleisztocén kezdetének meghatározásakor törekedtek arra, hogy az északi-féltekén történt lehülési periódust minél jobban közelítsék meg. Ez viszont nem jelenti azt, hogy a jégkorszak kezdete is ekkorra tehető. Ha a mélytengeri üledékekből származó hőmérsékleti adatokat nézzük, egyértelműen feltűnik, hogy a hideg-meleg váltakozások ritmusa megváltozik 2,6 és kb. 1 millió évnél. A pliocén során döntően 19-23 ezer éves ciklusok megfigyelhetők, 2,6 és 1 millió év között a 41 ezer éves periódusok dominálnak, míg 1 millió évtől jelentkeznek 100 ezer évenként a nagy változások. Ennek oka ma még nem egyértelmű, de úgy véljük, hogy a nagy jégtakarók ebben az utolsó 1 millió évben alakultak ki, és ez a 100 ezer éves ciklicitást erősítette fel. Tehát a tényleges jégkorszakot mintegy 1 Ma BP-től számíthatjuk.



Porrá lett jégkorszakok: a löszképződés



A glaciálisok során a felhalmozódó szárazföldi jégtakaró őrlő és a fagy-változékonyság kőzetaprózó hatására nagy mennyiségben képződtek a szél által könnyen szállítható, kőzetliszt méretű ásványi szemcsék. A selfek szárazra kerülése következtében fokozódó kontinentalitás és a nagy anticiklonális központok kialakulása miatt az uralkodó szelek ereje, munkavégző képessége megnőtt. A gyérülő növényzet pormegkötő hatását kevésbé tudta kifejteni, így hatalmas mennyiségű ásványi por került a levegőbe. A száraz-hideg periódusokban a talajosodási és mállási folyamatok nem tudtak lépést tartani a fokozódó intenzitású porhullással, és a felhalmozódó poranyagból arra alkalmas környezeti viszonyok mellett törmelékes üledékes kőzet, lösz képződött. Az interglaciális és interstadiális periódusokban a melegebb és nedvesebb klíma a talajképződésnek kedvezett. Az ekkor kialakult talajok a későbbi löszképző időszakok során eltemetődtek, és mint paleotalajok jelzik számunkra a felmelegedési ciklusok hatásait. A pleisztocén glaciális-





interglaciális váltakozások és a lösz-paleotalaj sorozatok közti párhuzamosíthatóság felismerése tette lehetővé, hogy a negyedidőszaki paleoklimatológiai rekonstrukciók alappillérvé válhassanak ezek az üledékek szerte a Földön.

Kínában már évszázadokkal korábbi időkből ismerünk feljegyzéseket arról, hogy a hatalmas porviharok (Huang Feng) anyagából képződik a lösz (Huang-Tu, sárgaföld). A kelet- és belső-ázsiai területek sajátos viszonyai tették lehetővé ennek a folyamatnak a recens megfigyelését, így az európai és amerikai kutatók csak jelentős késéssel érthették meg a löszképződés mechanizmusát, illetve az ebből következő tulajdonságok kialakulásának módját. Ezek a korabeli feljegyzések azonban nem tekinthetők tudományos leírásoknak (Zhang, D. 1982). A löszkutatások kezdetét 1823-ra tehetjük, amikor is Leonhard, K.C. von (1823) először írt a Neckar partján található, a környékbeliek által csak „Lose”-nak (lazának) nevezett üledékről (Smalley, I. J. et al. 2001). Lyell, C. (1833) a *The Principles of Geology* harmadik részében tesz részletesebben említést a löszökről, így a nagyközönség szerte a világon megismerte ezt a közetet. Ferdinand von Richthofen bárót tartják az eolikus löszképződési elmélet atyjának, azonban kutatásai kezdetén tengeri-tavi eredetű üledéknek tartotta a lösz, kínai utazásai alkalmával írt csak először arról, hogy a lösz hullóporból képződik (Richthofen, F. von 1882). A lösz klímaindikátor szerepét Hardcastle, J (1890) ismerte fel elsőként, aki az új-zélandi löszök poranyagáról állapította meg, hogy azokat a „nagy jég-malom” őrölte apróra, így egyértelmű kapcsolatot feltételez az eljegesedések és a löszképződés között.

A szárazföldek mintegy 10%-át fedik löszök és löszszerű üledékek (Pécsi, M. 1968). Jelentős löszterületeket találunk **Nyugat- és Közép-Európában** az alpi és a fennoskandináv pleisztocénben eljegesedett területek közti korridorban (Grahmann, R. 1932; Fink, J. et al. 1977) és a **Kárpát-medencében** (pl. Scherf E. 1936; Bulla B. 1933, 1938; Kriván P. 1955). Ezeket keleti irányban a nagyvastagságú **ukrán** (Ivanova, I.K. és Velichko, A.A. 1968; Gerasimov, I.P. 1973; Zolotun, V.P. 1974; Veklich, M.F. 1979; Veklich, M.F. és Sirenko, N.A. 1984), **belső-ázsiai** (Mavlyanov, G.A. et al. 1966; Lukashev, K.I. et al. 1968; Dodonov, A.E. 1979, 1984; Lazarenko, A.A. 1984), **kínai** (Barbour,





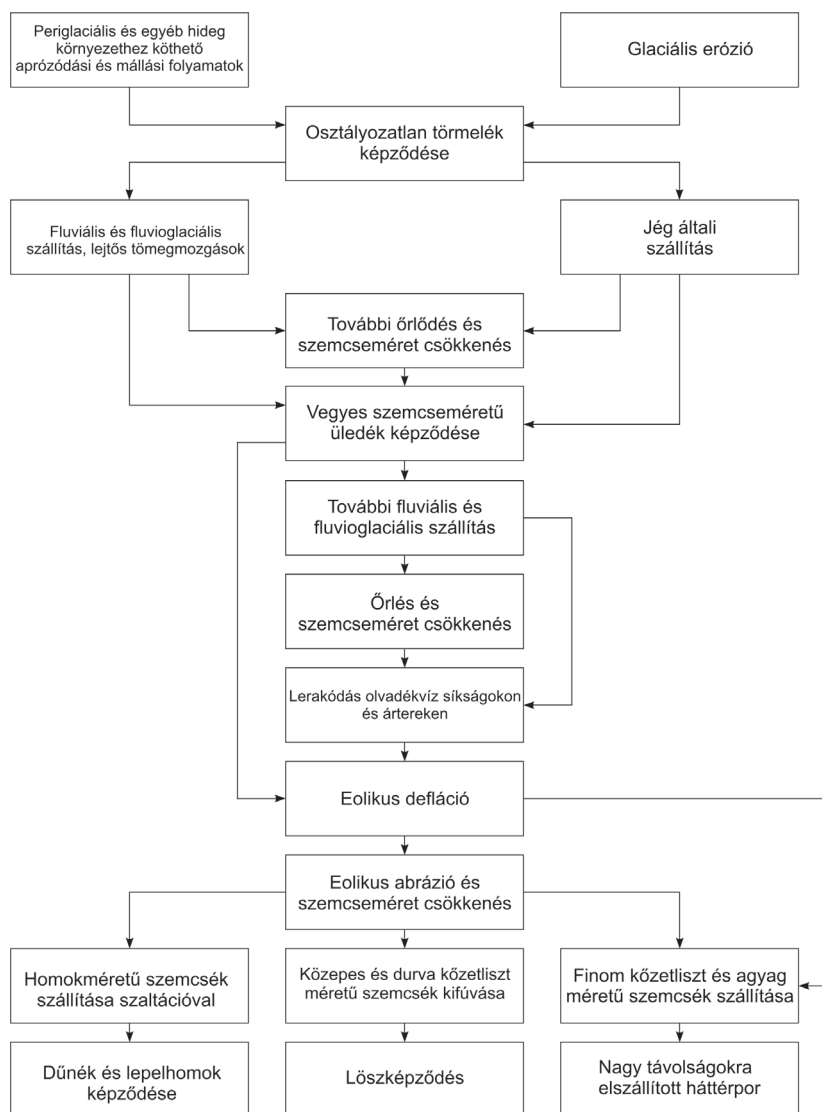
G.B. 1927; Liu, T.S. és Chang, T. 1964; Derbyshire, E. 1978, 1983; Liu, T.S. et al. 1985) és *szibériai* (Péwé, T.L. et al. 1977; Volkov, I.A. és Zykina, V.S. 1984) löszök követik. *Észak-Amerikában* kiterjedt lösszel fedett területek találhatók a *Mississippi és mellékfolyói völgyeiben* (Frye, J.C. és Fent, O.S. 1947; Thorp, J. 1950; Lugn, A.L. 1962; Ruhe, R.V. 1976), *Washington és Oregon államokban* (Treasher, R.C. 1925; Thiesen, A.A. és Knox, E.G. 1959), valamint *Alaszkában a Yukon és a Tanana folyó völgyében* (Tuck, R. 1938, 1940; Péwé, T.L. 1951, 1955). Dél-Amerikában a *Pampákról* ismeretesek nagy területeket fedő löszök (Teruggi, L.B. 1957).

Mindezen klasszikusnak nevezhető területeken kívül számos további régióból írtak le szerzők löszöket, így *Új-Zélandról* (Young, D.G. 1967; Smalley, I.J. és Davin, J.E. 1980), *Izraelből* (Ginzbourg, D. és Yaalon, D.H. 1963; Yaalon, D.H. és Dan, J. 1967), *Tunéziából* (Rathjens, C. 1928; Coudé-Gaussen, G. 1983), *Grönlandról* (Hobbs, W.H. 1931) és a *Spitzbergáról* (Bryant, I.D. 1982) is. Megfigyelhető, hogy jelentősen eltérő éghajlatú és földrajzi környezetű térségekről van szó: egykor (vagy éppen most is) periglaciális klímájú területekről és folyamatosan meleg éghajlattal rendelkező régiókról (34., 35. ábra). A két típus közötti legfontosabb hasonlóság, hogy mindkét vidéken jelentős mennyiségű porfelhalmozódással számolhatunk a löszök képződésének idejére.

Obrucsev, V.A. (1945; 1951) volt az, aki először különböztette meg egymástól a „meleg” és „hideg” löszöt. Véleménye szerint nem csupán a jéghez köthető a közvetlenül méretű szemcsék kialakulása, hanem a sivatagi, fűlsivatagi területeken is képződik sivatagperemi löszképződéshez elegendő mennyiségű finom szemcse (Obrucsev, V.A. 1951 p. 114-115):

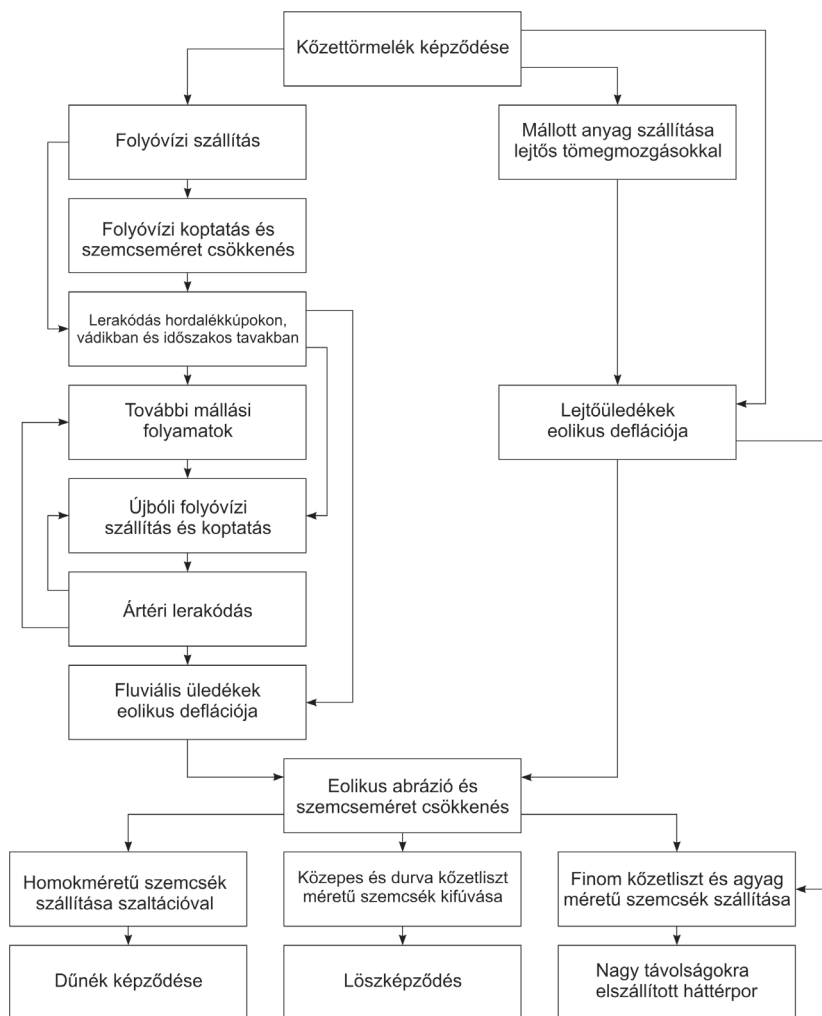
„A por, melyet a szelek kiszállítanak a sivatagból, lassanként felhalmozódik és vékonyabb-vastagabb sajátságos lerakódást képez, melyet zseltozjom-nak, sárgaföldnek vagy lösz-nek nevezünk. (...) A lösz jellemző sajátságának — t. i. televényföldtartalma igen csekély — az a magyarázata, hogy a sztyeppék éghajlata, ahol a por lerakódik, száraz. A sztyeppé elhalt növényzetének részei nem kerülnek bele a talajba, hanem fokozatosan elporladnak, majd maradványaikat elhurcolja a szél...”





34. ábra. Löszképződés lehetősége hideg környezetben
(Wright, J.S. 2001 alapján)





35. ábra. Löszképződés lehetősége meleg-száraz környezetben
(Wright, J.S. 2001 alapján)





A „sivatagi-lössz” elméletet számos kutató támadta, ahogy Berg, L.Sz. (1953) is, az „in situ” löszképződési elmélet kidolgozója –, aki szerint a lösz helyben képződik a mésztartalmú kőzetekből, talajosodási és mállási folyamatok által – *Éghajlat és élet* című könyvében több oldalon keresztül érveket sorolt fel Obrucsev elmélete ellen. Azt azonban ő sem tagadta, hogy Belső-Ázsia területein hatalmas mennyiségben rakódik le por a porviharok által.

Számos további vita szól a „sivatagi” vagy „meleg” löszök képződéséről (Tsoar, H. és Pye, K. 1987). Smalley, I.J. (1995) és Assalay, A.M. et al. (1998) szerint a sivatagokban nem képződhet megfelelő mennyiségű közvetlen méretű szemcse és a sivatagok környékén megfigyelt löszterületek (pl.: Líbia) poranyaga a sivatagból származik ugyan, de nem ott képződött, hanem hegységi területeken és később az időszakos vízfolyások szállították a sivatagokba. Pye, K. (1987), Wright, J. (2001a, 2001b) és Smith, B.J. et al. (2002) laboratóriumi kísérletekkel bizonyították, hogy a sivatagok területén is képződik nagy mennyiségben szilt-méretű szemcse. A száraz térségekből évente kifújott milliárd tonna nagyságrendű por is alátámasztja ezeknek a vizsgálatoknak az eredményeit.

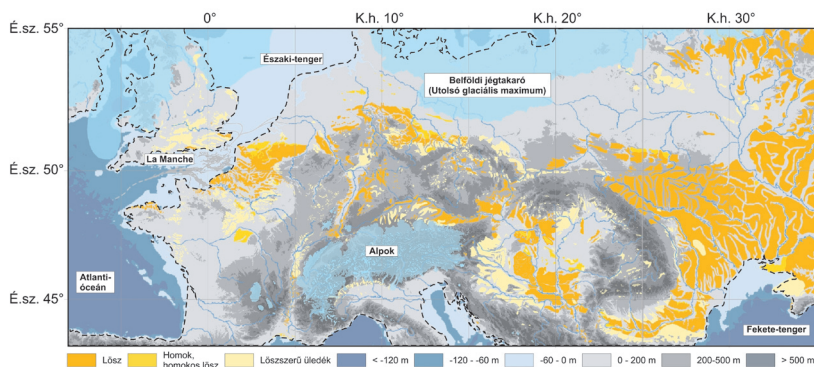
A száraz-forró térségekben zajló további kutatások során egyre több területről érkeztek újabb adatok és beszámolók löszképződésre vonatkozóan: **Afganisztán** (Pias, J. 1971), **Bahrein** (Doornkamp, J.C. et al. 1980), **Namíbia** (Blümel, W.D. 1982), **Pakisztán** (Rendell, H.M. 1989), **Nigéria** (McTainsh, G. 1987), **Irán** (Lateef, A.S.A. 1988), **Szíria** (Rösner, U. 1989), **Jemen** (Nettleton, W.D. és Chadwick, O.A. 1996) vagy **Arab Emirátusok** (Goudie, A.S. et al. 2001).

Ezek a löszterületek azonban valóban nem alkotnak összefüggő löszrégiókat. A szilt-méretű szemcsék jelenléte szükséges, azonban nem elégséges feltétele a löszképződésnek. A szél által szállított szemcsék felhalmozódásához pormegkötő növényzetre is szükség van, melynek hiányában az újra felerősödő szelek áttelepítik a poranyagot, illetve a megfelelő mennyiségű csapadék nélkül a felhalmozódott por nem alakul lösszé (Pécsi M. 1990). A lösz kialakulása meghatározott ökológiai feltételek mellett valósul meg, éppen e tulajdonsága miatt használhatjuk az ősföldrajzi környezet kiváló indikátoraként.





Hazai löszeink poranyagának kérdésköre szintén viszonylag korán felkeltette a kutatók érdeklődését; Lóczy L. (1890), Cholnoky J. (1902), Bulla B. (1933) vagy Láng S. (1970) a szél domináns szerepét hamar felismerték. Azonban a származásra vonatkozó nyitott kérdések teljes egészükben máig sem tisztáztak. A kőzetliszt méretű szemcséket egyesek ázsiai sivatagi területek anyagának (Cholnoky J. 1902, 1937), a pleisztocén glaciálisok idején kialakult nagy kiterjedésű európai belföldi jég takaró előteréből származó törmeléknek (Treitz P. 1901), vagy éppen szaharai porforrások felől származtatták (Miháltz I. 1955). A fagy okozta aprózódással képződött törmelékanyag folyóvízi szállítása Földvári A. (1935, 1936) munkáiban jelenik meg először. Ezt a részben átmeneti folyóvízi szállítást később Smalley, I.J. és Leach, J.A. (1978) vizsgálatai is megerősítették, szerintük a löszeink alapanyagának egy része a Morva-medencéből, az Alpok glaciális kori lepusztulás termékeiből és a kárpáti fliss mállástermékeiből származik, melyet a Duna és a Tisza szállítottak a Kárpát-medencébe (36. ábra).



36. ábra. Löszök és lösszerű üledékek elterjedése a jégkorszaki Európában (Haase, D. et al. 2007; Antoine, P. et al. 2013)





9. doboz *A lösz fogalma*



A lösz-östalaj sorozatok több szempontból is fontos képződmények számunkra, hiszen ősföldrajzi és paleoklimatológiai rekonstrukciók kulcsfontosságú adatforrása, mérnökgeomorfológiai kutatások tárgya, illetve legértékesebb talajaink alapkőzete is lösz. A különböző céllal induló kutatások más és más módszereket alkalmaznak, – helyenként és időnként is – különböző szempontokat tartanak szem előtt. Ezért, illetve a különböző területeken kialakult löszök néhány eltérő tulajdonsága miatt egységes, mindenki által elfogadott definíció nincs.

A szakirodalmat áttekintve találkozhatunk a lösszel, mint kőzettel, mint konszolidálatlan üledékkel vagy éppen, mint talajjal. Más tulajdonságait tekinti fontosnak a geológus, a geomorfológus, a mérnök vagy az agrármérnök vizsgálata során, hiszen más-más célokkal közelíti meg kutatásának tárgyát.

Az egyik, korábban viszonylag jól elterjedt, mégis az egyik „legszigorúbb” löszdefiníció Pécsi Márton nevéhez fűződik, aki 12 fő kritériumot sorol fel, melyekkel a típusos lösznek rendelkeznie kell. Ezek alapján a típusos lösz jellemzője, hogy döntően durva kőzetliszt (20-60 µm) méretű szemcsékből áll, rétegzetlen, porózus, vízáteresztő, meredek falakban is megálló, ám a víz hatására könnyen pusztuló, szerkezetes,





laza kőzet, fő ásványos alkotórésze a kvarc (40-80%), alárendelten. földpátot tartalmaz, továbbá változó mennyiségben agyagásványokat és karbonátokat is (Pécsi M. 1993).

A mai, nemzetközi szakirodalomban egy jelentősen leegyszerűsített löszfogalom van elterjedőben, mely szerint a legfőbb kritérium (1) a szél általi szállítás, (2) a durva kőzetliszt (szilt) mérettartományú szemcsék dominanciája és (3) a szárazföldi (szubaeरिकus) felhalmozódás (Pye, K. 1995). A geomorfológiai, paleoklimatológiai és öskörnyezeti kutatások során manapság ez az utóbbi, egyszerűbb definíció vált inkább elfogadottá.

A lösz-őstalaj sorozatok több szempontból is fontos képződmények számunkra, hiszen ősföldrajzi és paleoklimatológiai rekonstrukciók kulcsfontosságú adatforrása, mérnökgeomorfológiai kutatások tárgya, illetve legértékesebb talajaink alapkőzete is lösz. A különböző céllal induló kutatások más és más módszereket alkalmaznak, – helyenként és időnként is – különböző szempontokat tartanak szem előtt. Ezért, illetve a különböző területeken kialakult löszök néhány eltérő tulajdonsága miatt egységes, mindenki által elfogadott definíció nincs.

A szakirodalmat áttekintve találkozhatunk a lösszel, mint kőzettel, mint konszolidálatlan üledékkel vagy éppen, mint talajjal. Más tulajdonságait tekintve fontosnak a geológus, a geomorfológus, a mérnök vagy az agrármérnök vizsgálatai során, hiszen más-más célokkal közelíti meg kutatásának tárgyát.

Az egyik, korábban viszonylag jól elterjedt, mégis az egyik „legszigorúbb” löszdefiníció Pécsi Márton nevéhez fűződik, aki 12 fő kritériumot sorol fel, melyekkel a típusos lösznek rendelkeznie kell.

További hullóporos eredetű üledékek

A porfelhalmozódás nem csupán szárazföldeken történik. Egyes térségekben az óceánok és mélytengerek üledékeinek jelentős hányadát teszi ki a légköri porból képződött szedimentek (Rex, R. W. és Goldberg, E.D. 1958). A rétegsorok vizsgálata az 1960-as évektől kezdődően bizonyította, hogy a felhalmozódás sebessége és a leülepedő törmelékes anyag szemcsemérete egyértelmű kapcsolatban áll az éghajlat változá-





saival (pl. Delany, A.C. et al. 1967; Parkin, D.W. és Shackleton, N.J. 1973; Wehausen, R. és Brumsack, H.J. 1998). A mélytengeri sorozatok révén akár a pliocénig visszamenően teljes adatsorokat nyerhetünk, információkat szerezve így a lehordási terület szárazsági periódusairól (pl. Rea, D.K. 1994).

Hasonlóan a mélytengeri üledékekhez, a jéggel hosszú ideje fedett területek vizsgálatai is folytonos adatsorokat szolgáltatnak a légköri por mennyiségére vonatkozóan. Az antarktiszi és a grönlandi jégfuratokban felismert teresztrikus eredetű ásványi anyagok mennyisége ugyancsak az éghajlat függvényében változik (Mosley-Thompson, E. és Thompson, L.G. 1982). Az antarktiszi jégfuratok adatai alapján az elmúlt csaknem 800 ezer év légköri pormennyiségéről szerezhetünk adatokat (EPICA Community Members 2004). A magasabb akkumulációs-ráta miatt a grönlandi jégmagok stabilizotóp-elemzései nagyobb felbontású adatsorokat eredményeznek, mint az antarktiszi minták. Az utolsó glaciális klímaviszonyainak feltárására mélyített GRIP, GISP-2 és NGRIP fúrások jégmagvaiból az éghajlat gyors, nagy amplitúdójú kilengéseit sikerült kimutatni, melyeket Dansgaard-Oeschger (D-O) eseményeknek (Taylor, K.C. et al. 1993; Dansgaard, W. et al. 1993), míg a holocén hasonló, kisebb klímamódosulásait Bond-ciklusoknak (Bond, G. et al. 1997) nevezzük.

A hullóporos eredetű üledékek közül teljes bizonyossággal eddig a maar-tavak eolikus üledékeiből és a tengeri rétegsorokból sikerült kimutatni az évezredes, vagy annál rövidebb klímafluktuációkat. A koreai Csedzsú-sziget maar-szedimentjei és a Japán-tenger üledékei az ázsiai kontinens arid területeiről származó porhullások lerakódásai. A szemcseeloszlás-adatok, illetve faktoranalízis segítségével meghatározott szedimentációs rátából következtetett porfluxus értékek alapján a légköri dinamika és a porhullások millenáris léptékű változásait sikerült azonosítani (Nagashima, K. et al. 2007; Lim, J. és Matsumoto, E. 2008).

A löszsorozatokban felismert rövid periódusú változások (pl. Porter, S.C. 2001; Rousseau, D.D. et al. 2002) egyértelmű megfeleltetése D-O eseményekkel az alacsonyabb időbeli felbontás, illetve az elégtelen koradatok miatt egyelőre vitatható.





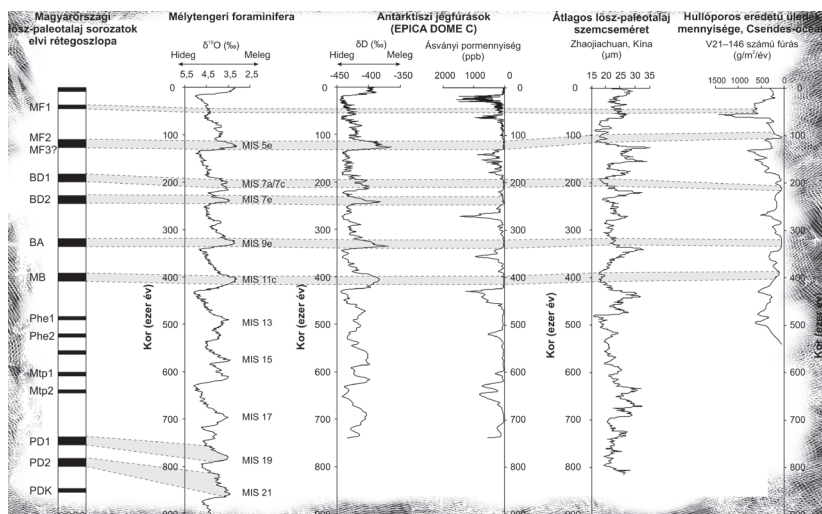
A lösz, a jégmagok pormintái vagy a szárazföldről távol eső mélytengeri régiók eolikus eredetű üledékei esetében a porviharok üledékképző szerep vitathatatlan. Mindezen felül azonban egyre több kőzet és talaj esetében bizonyosodik be, hogy kialakulásában a hullópor is jelentős szerepet játszott. Például a késő-paleozoos Pangeán a szélsőségesen kontinentális viszonyok, a nagy határfokú aprózódás és a megamonszunális klíma (Kutzbach, J.E. és Gallimore, R.G. 1989) hatására megerősödő szelek következtében az intramontán medencékben több mint 1000 méter vastagságban halmozódott fel a porból lösz, melyet ma erősen diagenizált formában, löszitként ismerünk (Johnson, S.Y. 1989). Különösen érdekes lehet ez számunkra, hiszen Magyarországon a nagy aktivitású radioaktív hulladék elhelyezése céljából vizsgált Bodai Agyagkő Formáció képződményei nagyfokú kőzet- és rétegtani hasonlóságot mutatnak ezekkel a képződményekkel.

További szakirodalmi adatok ismereteseek mészkövek karsztos hasadékaiban kialakult bauxitok (pl. Brimhall, G.H. et al. 1988; Merino, E. és Banerjee, A. 2008; Hong, H. et al. 2009) és talajok (pl. Yaalon, D.H. és Ganor, E. 1973; Muhs, D.R. et al. 1990; Herwitz, S.R. et al. 1996; Delgado, R. et al. 2003) alapanyagának sivatagi területek felől érkező porkifúvásokkal való kapcsolatára.





Őskörnyezeti rekonstrukció hullóporos eredetű üledékek alapján





Őskörnyezeti rekonstrukció hullóporos eredetű üledékek alapján

A leülepedett poranyag felhalmozódásaként képződött terasztrikus üledékek rengeteg információval szolgálnak a képződésükkor uralkodó éghajlati és egyéb környezeti folyamatokról, azonban mindezen információkat ki is kell tudnunk olvasni a rétegsorokból. A recens porviharos események megfigyelése éppen ezért rendkívül fontos a múltbéli események rekonstrukciós vizsgálatainak kapcsán. A napjainkban zajló eolikus szedimentációs mechanizmusok dinamikájának megértése tette lehetővé, hogy az akkumulálódott poranyag szemcseméretéből a szállítás módjáról, a lehetséges forrásterületek távolságáról vagy éppen további, másodlagos lehordási terület szerepéről adataink legyenek. A lerakódás utáni (geo)kémiai átalakulási folyamatok intenzitása jelentős mértékben szintén környezetfüggő. A jelenkori talajokra alkalmazott különböző mállási indexek, valamint recens hőmérséklet és csapadék adatok felhasználásával klímafüggvények kerültek kidolgozásra, melyek használatával a múltbéli éghajlati jellemzőket becsülhetjük meg. A későbbiekben bemutatásra kerülő, jellemzően plio-pleisztocén rétegsorok elemzésekor is döntően rétegtani, üledékföldtani és geokémiai adatok alapján vonunk le következtetéseket a vizsgálatunk tárgyát képező hullóporos eredetű üledéksorok képződési körülményeire vonatkozóan.

Vöröstasyag hullóporos eredete

A löszök és löszszerű üledékeket hazánk területén öt fő egységre szokás bontani: a fiatal löszöket képviselik a Dunaújváros-Tápiószűz és a Mende-Basaharc sorozatok, az idős löszök pedig a Paks I., Paks II. és a „Dunaföldvári Formáció” rétegsoraiban találhatók. Az idős löszöket tagoló vörös talajok vagy vöröses agyagok átmenetet jelentenek a típusos vörös-agyagok felé, melyek gyakran a löszök feképződésményeként jelennek meg. A hullóporos eredetű üledékeink vizsgálatának sorát az egyik legvitatottabb, eredetére vonatkozóan számos kérdőjellel terhelt üledékkel, a vöröstasyaggal kezdjük. A legvastagabb és legnagyobb kiterjedésű lösszel fedett térségek (pl. Kína, Belső-Ázsia, Kárpát-medence) esetében is megállapítható, hogy a feképződésmény általában





vörösayag, melynek képződési körülményeiről már Lóczy, L. (1890) felvetette, hogy hasonlóan a löszhöz, hullóporból alakult ki.

„Nézetem szerint az aeolikus porhullások épp úgy, mint a löszképző mérsékelt égöv száraz talajain, a tropusok nedves és buja növényzetű vidékein is gyakran előforduló jelenségek. A steppék fűnövényzete, mely száradva enyészik el és nem rothadás közben, érintetlenül hagyja a poralakban aláhulló ásványos anyagokat; a trópusokon ellenben a növényzet és a nedvességek arányában a korhadó növényi anyagok oxydáló és reducáló hatása complicált elmállás alá veszi a lehullott poralakú kőzeteket. Az aeolikus módon felhalmozódó anyag ily módon teljesen elveszti eredeti minőségét és vastartalmú lateritté alakul át. Ennélfogva én a lateritot a lösszel azonos eredetűnek tartom, míg azonban a száraz vidékek a löszben változatlanul megőrzik a lehullott por alkotó részeit, a trópusi nedves tájak rohamos elmállással átalakítják a talaj aeolikusan növekedő új rétegét.”

A hullóporos eredetű vörösayagok kérdése a későbbiekben, Sümeghy J. (1944) az *A Tiszántúl* című művében is megjelenik (Sümeghy J. 1944 p. 47-48.):

„Önállóan és magában képződött, sajátos egyedi tulajdonságokkal rendelkező kőzet a vörösayag és más kőzettel össze nem téveszthető. A vörösayag hullóporból keletkezett. De nem átalakult lösz, hanem a lösszel egyidőben, csak nedvesebb, erősebb, erdőövben leülepedett hullópor. Amíg a szárazabb éghajlatú, alacsonyabb területeken a hullóporból lösz, addig az esőjáratos, erdős területeken vörös agyag állott össze. A származáshelyi, meg az éghajlati különbség a közös detrituszban: a hullóporban két irányú fejlődést indított meg, ami végeredményben a kétféle kőzet: vörösayag és lösz kialakulására vezetett.”

A meleg-nedves klímájú pliocénben (és részben a kora-pleisztocénben) képződött vörösayagok származási körülményeinek vizsgálatai rámutattak arra, hogy nagymennyiségű szél által szállított finomszemcsés törmelék kialakulása nem csak a jégkorszakokhoz köthető.





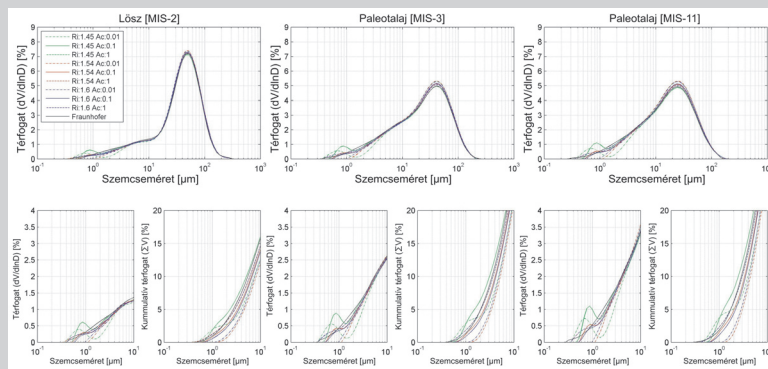
Ezek a korai vélemények az utóbbi évek kutatásai során megerősítésre találtak (pl. Ding, Z.L. et al. 1998; Lu, H. et al. 2001; Kovács J. 2008; Kovács J. et al. 2008, 2011). Így a környezetrekonstruktív vizsgálatok során számos térségben a lösszel szerves egységet alkotó közetként, a hullóporos rendszer tagjaként tekintettek a vörösgyagra.

Egy fontos genetikai bélyeg: a vörösgyag szemcséinek mérete

Hogy további bizonyítékot szolgáltatassunk a vörösgyagok eolikus képződésére vonatkozóan, az üledékföldtani vizsgálatok közül a törmelékes szedimentek kapcsán a leggyakrabban alkalmazott granulometriai vizsgálatokat alkalmaztuk (hasonlóan, mint a recens porminták esetében). Érdekes, hogy nevükkel ellentétben a vörösgyag minták szemcséi jellemzően nagyobbak, mint az úgynevezett agyag szemcseméret-frakcióba tartozó szemcsék, döntően közetliszt méretű alkotói vannak a vizsgált mintáknak.

10. doboz

Szemcseeloszlás görbe



A vizsgált mintáink összetevőinek méretét szemcseeloszlás görbén jelenítjük meg, mivel ezzel sokkal több információt tudunk közölni a jellemző granulometriai viszonyokról, mint egyetlen mérőszám (pl. átlag, módusz, medián) közlésével. A mérések során osztályközökbe (méret tartományokba) soroljuk a szemcséket átmérőjük alapján, majd



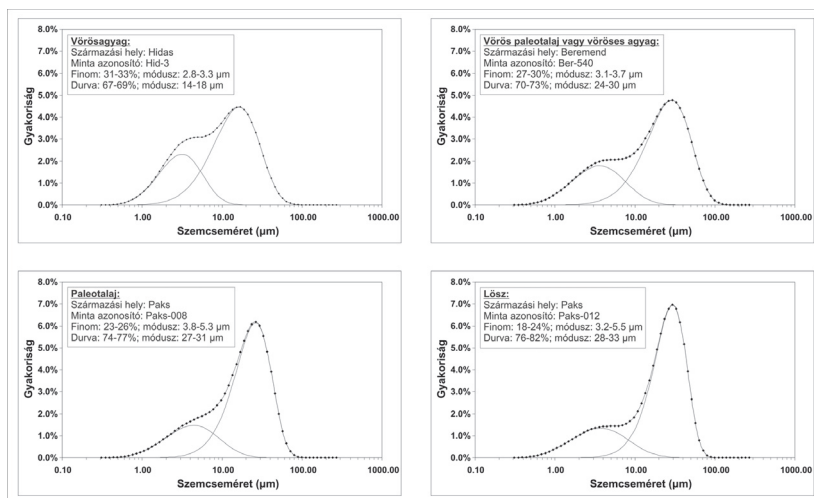


meghatározzuk az egyes osztályközökbe esett szemcsék mennyiségét; ez a mennyiség lehet tömeg, térfogat, felület vagy éppen szám szerinti. Leggyakrabban a térfogat-alapú eloszlásokat használjuk. (Korábban a mérés technikai kötöttségek miatt tömeg-százalékos adatok voltak a gyakoribbak.) A görbéken lényegében a diszkrét osztályközök adatainak

A hazai vörösgyagok ismert feltárásaiból származó minták szemcseméretét lézeres szemcseméret meghatározással vizsgáltuk (37. ábra). A mérések során kapott szemcseeloszlás görbék döntő többsége bimodális vagy rejtetten bimodális lefutást mutatott. A rejtetten bimodális kifejezés arra utal, hogy tisztán matematikai-statisztikai értelemben nem mutatkozik meg a másodlagos maximum, de az egyértelműen megjelenő fő-móduszon kívül a finomabb szemcsék irányába hosszan elnyúlik a görbe, aszimmetrikussá válik. Az eloszlás görbék karaktere hasonló származására utal, jól elkülönítve őket más genetikájú, például folyóvízi, tavi vagy tengeri eredetű üledékektől. A közepes (15,6-31 μm) és durva (31-62,5 μm) közetliszt méretű módusz, valamint az agyag (<2 μm) és nagyon finom közetliszt (2-7,8 μm) méretű másodlagos maximum megjelenése a hullóporos eredetű, összetett görbékre jellemző (Sun, D. et al. 2002, 2004, 2009; Nugteren, G. et al. 2004; Vriend, M. és Prins, M.A. 2005, Vandenberghe, J. et al. 2006; Prins, M.A. és Vriend, M. 2007; Prins, M.A. et al. 2007).

Az eolikus és hidraulikus szedimentáció folyamata során többféle szállítási mód egyszerre van jelen. Az eltérő sűrűségű, így eltérő munkavégző képességű szállító közegben a reptációs vonszolódásos, a szaltációs és a szuszpenziós szállítás különböző méretű szemcsék mozgását eredményezi. A vizsgált mintákban a döntően agyag és közetliszt méretű szemcsék voltak jelen, míg a fluviális vagy a lakusztikus eredetű üledékek esetében a homokfrakció is jelentős mértékben megjelenik. Továbbá a teljes minták esetében felismerhető aszimmetria is arra enged következtetni, hogy az üledékek eltérnek a szimmetrikus tavi, illetve a határozottabban aszimmetrikus folyóvízi lerakódásoktól. A vizsgált minták jellemző paraméterei alátámasztják az eolikus



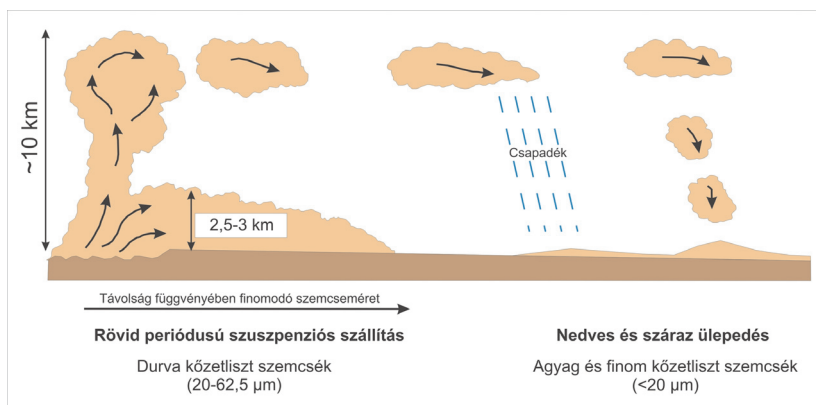


37. ábra. A vizsgált üledékeink jellemző szemcseeloszlási görbéi és azok matematikai felbontása paraméteres függvényillesztéssel

rendszerhez való tartozást, valamint lehetővé teszik a kisebb eltérések okainak feltárását és elemzését. A hullóporos eredetű üledékek egyik legjellemzőbb tulajdonsága a sajátos szemcseméret, mely egyenes következménye a képződési körülményeknek. A szél, mint szállítóközeg rendkívül szelektív, csak egy nagyon szűk méret-tartományba eső átmérőjű törmeléket szállít (lásd: pl. Újvári, G. et al. 2016). Ez jellemzően a kőzetliszt tartomány (2-62,5 μm), de természetesen ennél kisebb és enyhén nagyobb szemcséket is képes az erős légáramlás nagyobb távolságokra eljuttatni. A $\sim 100 \mu\text{m}$ fölötti szemcséket azonban már csak rövidebb szállítási epizódokkal, szaltációval ugráltatva képes a szél mozgásba hozni. (38. ábra)

A jelenkori porviharok és porhullásos események megfigyelései során vált egyértelművé, hogy a poranyag szállítása két fő módon történik. Az intenzív porviharok eredményeként a durva kőzetliszt méretű szemcsék a felszín közelében – általában 2,5-3 km-nél nem magasabban – szállítódnak és a forrásterülethez közel halmozódnak fel. Az agyag és finom kőzetliszt méretű, 20 μm -nél kisebb szemcsék





38. ábra. A porviharok során szállításra kerülő poranyag elkülönülése a szemcseméret alapján (Pye, K. 1995 alapján, módosítva)

a légkör magasabb régióiba is feljutnak, ahonnan a hosszabb légköri tartózkodás következtében állandó háttérporként, lassan ülepsznek ki. A troposzféra felsőbb részeire eljutó finom szemcsék a futóáramlások révén hatalmas távolságokra is eljutnak (Pye, K. 1987, 1995). Mindezen folyamatoknak az eredője szükségszerűen meg kell, hogy mutakozzon a felhalmozódott üledék szemcseméret-eloszlásában is.

A kéttípusú szedimentációs mechanizmus révén az adott térségben felhalmozódó poranyag több forrásterületről származó üledékpopuláció keverékeként értelmezhető, melyek jellemző tulajdonságai átöröklődnek és a kétmaximumú szemcseeloszlás görbék matematikai-statisztikai módszerekkel történő felbontásával külön-külön is vizsgálhatóvá válnak. Az így elkülönített másodlagos maximum eloszlásgörbéjéhez hasonló szemcseméretet mind recens, mind múltbéli porhullások lerakódásaiban találhatunk. Kínában a jelenkori porhullások nagy távolságot (>3000 km) megtett poranyaga 90%-ban 30 µm-nél kisebb, 9 µm móduszú szemcsékből áll (Liu, T.S. et al. 1985), míg a Szaharából származó Európában kiülepedett hulló por esetében szintén kimutatták már a hasonló méretű szemcsék dominanciáját (pl. Nagy-Britannia: 8-12 µm, Pitty, A. 1968; Kréta: 8-30 µm, Millon, J.O. és Nihlén, T.





1995; Dél-Franciaország: 8-11 μm , Coudé-Gaussen, G. 1991). A hosszú periódusú, szuszpenziós szállítás bélyegei múltbéli porhullások termékein leginkább a szárazföldről távoli, óceáni térségek mintáin mutatkoznak. Rea, D.K. és Hovan, S.A. (1995) mélytengeri, eolikus eredetű mintáinak szemcseeloszlás görbéi hasonlóak a kínai löszök finom frakciójú, másodlagos maximumát kialakító üledékpuláció eloszlásgörbéivel. McTainsh, G.H. (1997) Maliban végzett mérései során elkülöníti a porviharok és a csaknem állandó háttérpor szemcseeloszlásait, melyek lefutása nagyfokú hasonlóságot mutat a fent bemutatott hullóporos üledékkomponensek görbéivel. Hideg, száraz környezetből, Grönlandról származó recens hullóporos minták szemcseeloszlás görbéi szintén hasonló, kétmaximumú lefutásúak (Bullard, J.E. és Austin, M.J. 2011), melyek esetében a pedogén folyamatok szerepe egyértelműen kizárható. A szélirányok esetében viszont megjelenik a kettősség, mely egy fő és egy másodlagos porforrásterület elkülöníthetőségét valószínűsíti.

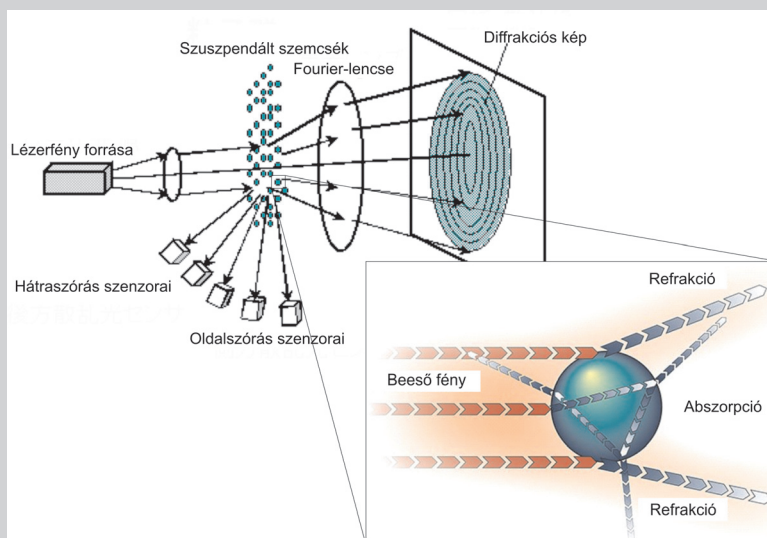
A szemcseeloszlás görbék két maximumának kialakulásért további mechanizmusok is felelősek lehetnek. Az agyagméretű szemcsék összetapadásával képződő durva közetliszt méretű aggregátumok a minta-előkészítés és mérés során történő szétesése Mason, J.A. et al. (2003, 2011) és Mays, M.D. et al. (2003) szerint egyes térségek (pl. Ausztrália) és egyes környezetek (pl. időszakos, sós tavak kifűvései, lunettek) esetében szerepet játszik a másodlagos maximum kialakulásában. A Kárpát-medence hullóporos eredetű üledékeinek vizsgálatai során erre utaló jelek – többféle előkészítési mód alkalmazásakor – sem voltak tapasztalhatók, hasonlóan a kínai elemzésekhez (Sun, D. ex verb.). A pedogén folyamatok szintén hathatnak a granulometriai jellemzőkre, azonban löszök esetében ezeknek a szerepe – a korábbi talajosodási löszképződés elméletek (pl. Berg, L.Sz. 1953; Pécsi, M. 1990) ellenére – sem jelentős, csupán a nanométeres tartományban (Liu, Q. 2005; Jeong, G.Y. et al. 2008) mutatható ki. Továbbá a minták előkészítése során a legkisebb, kolloidális szemcsék el is tűnnek (Paton, T.R. 1978; Bronger, A. és Heinkel, T. 1990; Sun, D. et al. 2004). A paleotalajok és a vörösiszapok esetében a mállási folyamatok is szerepet játszanak a szemcseeloszlás alakulásában.





11. Doboz

Lézeres szemcseméret meghatározás (ábrák forrása: <http://www.malvern.com>; [www. http://www.shimadzu.com](http://www.shimadzu.com))



A szemcseeloszlási vizsgálat, mint a legalapvetőbb szedimentológiai vizsgálatok egyike, hatalmas változásokon ment át a lézeres szemcseméret analízátorok megjelenésével. A mikronos méretű szemcséken megtörő fény beesési szögéből számított szemcseeloszlási adatok kezdetben a Fraunhofer szórás-elmélet felhasználásával kerültek kiszámításra. Az egyre pontosabb méréstechnológia és a számításkapacitás megjelenésével a Mie-elmélet került előtérbe, melynek alkalmazásával különösen a néhány száz nanométeres lézernyaláb hullámhosszánál alig nagyobb méretű legfinomabb szemcsetartományba tartozó törmelékes üledékes kőzetalkotók és talajszemcsék méretéről szerezhetünk információt. Az elmúlt években a lézerdiffrakciós szemcseméret eloszlás vizsgálatok viszonylag könnyen elérhetővé váltak a kutatók számára.

Azt azonban sokszor nem veszik figyelembe, hogy (1) ezzel a technikával közvetett adatokat szerezhetünk a vizsgált minták szemcséinek (valamilyen típusú gömb-ekvivalens) méretéről; (2) a lézerfény törésének és elnyelődésének mértéke alapján észlelt jel szemcseméretté





történő átalakítása kétféle optikai modell (Fraunhofer és Mie) alkalmazásával valósítható meg; (3) a Fraunhofer-elmélet esetében feltételezzük, hogy a szemcsék kellően nagyok (a lézer hullámhosszának mintegy 40-szerese) és opakok; (4) a Mie-elmélet esetében viszont előzetes információra van szükség a szemcsék anyagi minőségétől függő komplex refrakciós-indexről; (5) ez azonban egy poliminerális közeg esetében egy kellően nehéz kérdéskör; (6) nem is beszélve a különböző készülékek eltérő viselkedéséről azonos beállítások mellett is.

Pliocén hullóporos szedimentáció környezeti háttere

A Kárpát-medence területén a Pannon-tó feltöltődése és kiszáradása után az eolikus szedimentáció egyre intenzívebbé vált (Schweitzer F. 2001; Schweitzer, F. és Szöör, Gy. 1997). Valódi sivatagi állapotok uralkodtak ekkor, a kereszttrétegzett, magas csillámtartalmú homokok, a sivatagi fénymázás és sarkos kavicsok, kérges, a deflációs formakincs (pl. meridionális völgyek, jardangok, deflációs tanúhegyek) és a faunaleletek (pl. *Meriones* sp., *Epimeriones* sp., *Rhinoceros* sp.) is erről árulkodnak (Schweitzer F. és Szöör Gy. 1992; Schweitzer F. 1993, 2001; Fábíán, Sz.Á. et al. 2002, 2008). Gyakran ezekre a száraz-meleg klímaszakasz üledékeire települnek a típusos vörösiszapok, melyek felhalmozódásának kezdete ~3,6 millió évvel ezelőttre, a zancalai (5,332-3,6 Ma BP) és a piacenzai (3,6-2,588 Ma BP) korszakok határára tehető, tehát a faunaelemek változásán alapuló, a Kárpát-medence területére előszeretettel alkalmazott beosztás szerint a Csarnótánumban. A jelenleginél ~5°C-al melegebb, nedvesebb és kiegyenlítettebb (Van Dam, J.A. 2006), délkelet-ázsiai faunaelemekkel (*Ailuridae* sp., *Pteromys* sp., *Viveridae* sp. stb. – Kretzoi M. 1969, 1983; Jánossy D. 1979) jellemezhető klíma ellenére a légköri por mennyisége számottevő volt. Agyagásványtani és geokémiai összefüggéseken alapuló vizsgálataink szintén megerősítették a meleg (13-15°C évi átlaghőmérséklet) és nedves (1200-1800 mm/év csapadék) csarnótai éghajlat valószínűségét (Kovács, J. et al. 2013).

A vörösiszapok domborzatot takaróként befedő geomorfológiai helyzete, mikromorfológiai, geokémiai és ásványtani jellemzői





(Kovács, J. 2007, 2008; Kovács, J. et al. 2008) szintén alátámasztják a hullópor jelenlétét a pliocénben. A részletesen elemzett granulometriai jellemzők alapján a vörösayag alapanyagának egy részét származtathatjuk a helyi forrásterületekről, míg a finomszemcsés komponens jellemzői távoli lehordási területre engednek következtetni.

A szél által helyi forrásokból kifújt anyag származására vonatkozóan egyelőre kevés adattal rendelkezünk. A késő-neogén hegységképződési fázisok és éghajlati változások együttesen hatalmas mennyiségű anyagot erodáltak a megemelkedő hegységi térségekből. Kuhlemann, J. et al. (2002) és Kuhlemann, J. (2007) szerint a Keleti-Alpok kiemelkedése mintegy 5 millió évvel ezelőtt felgyorsult és a Kárpát-medence területére 73 000 km³-nyi lepusztult konglomerátumot, homokkövet, homokot és agyagot szállítottak a folyók, ahol munkavégző képességüket veszítve le is rakták üledéküket. Ez az anyag, valamint a további felső-miocén és alsó-pliocén laza, konszolidálatlan üledék együttesen szolgáltathatta a vörösayagok durvaszemcsés komponensének alapanyagát. Laboratóriumi kísérletek és szimulációk szintén igazolták, hogy az említett üledékek szél általi megmunkálása és szállítása következtében a vörösayagok és löszök kőzetliszt méretű szemcséi nagymennyiségben felhalmozódhattak a Kárpát-medencében (Smith, B.J. et al. 1991, 2002; Assalay, A.M. 1998; Wright, J. 2001a, 2001b).

A finomszemcsés (agyag és finom kőzetliszt) üledékpuláció anyagának származtatása egy további, egyelőre bizonytalan kérdés. A mérsékelt övi, állandó nyugati szelek övében a magasabb légrétegekben szállított 10 µm-nél kisebb szemcséjű poranyag szerepe a hullóporos eredetű üledékek másodlagos maximumának kialakításában a belső- és kelet-ázsiai adatok (Guo, Z.T. et al. 2002; Vandenberghe, J. et al. 2006; Wen, L.J. et al. 2005) szerint jelentős. A Kárpát-medence területén is felhalmozódhattak ezek a nyugati területek felől érkező ásványi anyagok (Kovács, J. et al. 2008, 2011).

A nyugatias áramlásokon kívül további porforrás területeket is figyelembe kell vennünk. A jelenkori folyamatok adatai alapján (lásd korábbi fejezetek) megállapítható, hogy Földünk legfontosabb ásványi por lehordási régiójából, a Szaharából is érkezik por a Kárpát-medence területére. Stuut, J-B.W. et al. (2009) „szaharai porhullás térképén”





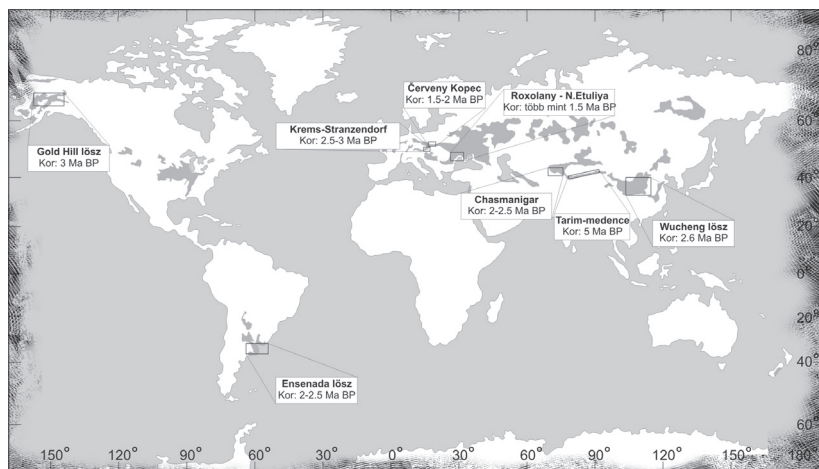
hazánkat a D1b zónában találjuk, ahol a jelenlegi talajképződést kis mértékben ugyan, de befolyásolja a szaharai por és hozzájárul a finom közetliszt méretű szemcsék dúsulásához. [Kevesebb mérési és megfigyelési adat alapján hasonló megállapításra jutott a már korábban említett Treitz P. (1913) is, akinek álláspontja Berg, L.Sz. (1953 p. 425) szerint „abszurd (...) és túlzásba vitte a dolgot”.]

A szaharai por mennyiségét a nagyskálájú légköri oszcillációs jelenségek (pl. Észak-Atlanti Oszcilláció, El Niño Déli Oszcilláció) is befolyásolják. Prospero, J.M. és Nees, R.T. (1986) valamint Prospero, J.M és Lamb, P.J. (2003) szerint az El Niño időszakokban a Szaharából kifújt por mennyisége jelentősen megnő a többi periódushoz viszonyítva. A pliocénben Ravelo, C.A. et al. (2006) és Shukla, S.P. et al. (2009) szerint állandó El Niño állapot uralkodott, mely alapján a jelenleginél nagyobb mennyiségű szaharai porral számolhatunk ebben a korban.





A löszképződés kezdete





A löszképződés kezdete

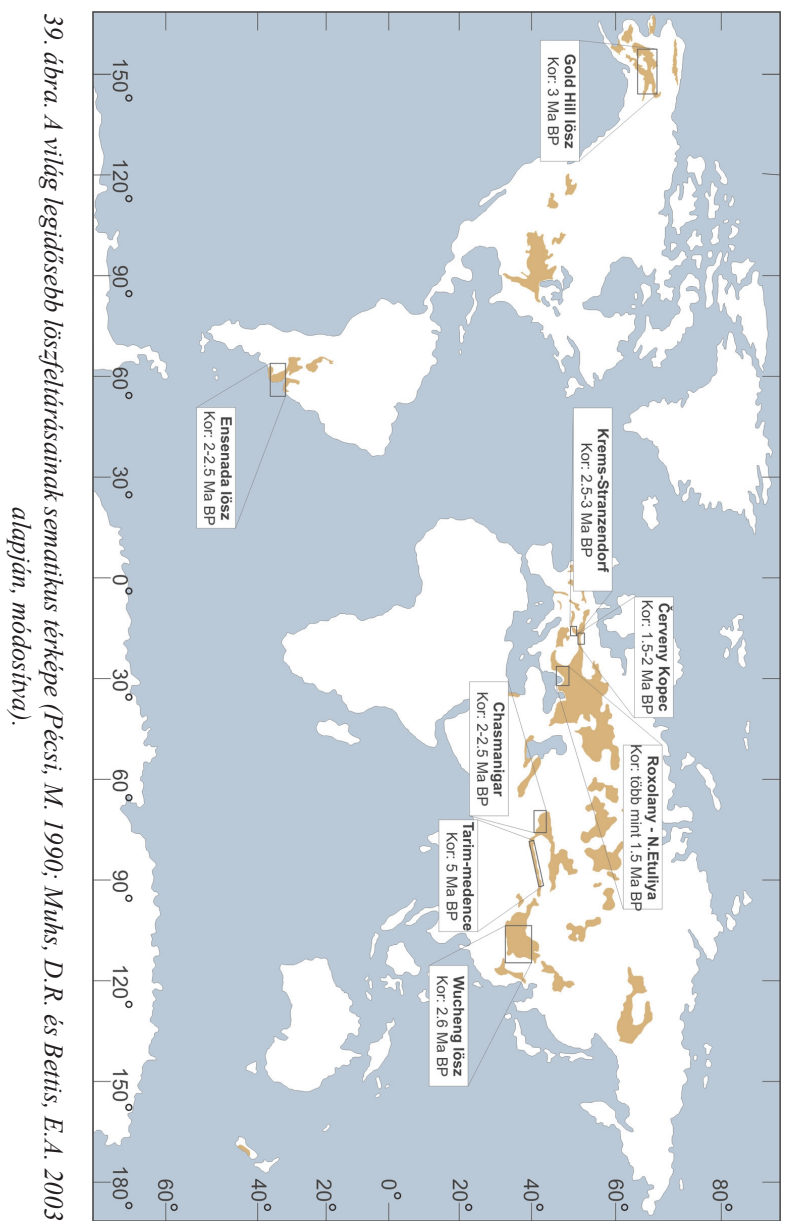
A vörösiszapok képződése után az éghajlat Földünk számos térségében szárazabbra fordult, így a már nedvesebb klímán is meglévő porhullások intenzitása megnőtt, lehetőséget teremtve a legidősebb löszök kialakulásához, újból felvetve ezzel a „meleg löszök” problematikáját. Az idős löszök képződésének kezdete a pliocén és pleisztocén határára, mintegy 2,6 millió évre tehető a legteljesebb, kínai sorozatok és mélytengeri üledékek alapján. A korábbi, vörösiszap-képző pliocén meleg-nedves éghajlatának alacsonyabb légköri porkoncentrációjának a megnövekedése, a leülepedés utáni mállási, talajosodási folyamatok mértékének lecsökkenése és a löszképződés kezdete egybeesik az északi félteke eljegesedésének kezdetével és a szárazabb klimatikus állapotok megjelenésével. Ugyanakkor ebben az időszakban gyorsult fel több nagytérségben is a hegységképződés (Tibeti-fennsík – [Ruddiman, W.F. és Kutzbach, J.E. 1989]; Közép-Ázsia hegyláncai – [Bullen, M.E. et al. 2001]; Alpok – [Kuhleemann, J. et al. 2002]; Alaszkai-hegység – [Fitzgerald, P.G. et al. 1993]; Andok – [Jordan, T.E. et al. 1983; Strecker, M.R. et al. 1989]). Az ok-okozati viszony a löszképződéshez szükséges poranyag kialakulása, az éghajlati változások és az orogén folyamatok felgyorsulása között vitákkal terhelt (Molnar, P. és England, P. 1990; Hay, W.W. et al. 2002; Kuhleemann, J. et al. 2002; Whipple, K.X. 2009).

Idős löszök szerte a világból

Kínai Löszfennsík

Kínában a Sárga-folyó középső szakaszán, a Löszfennsík területén ~450 000 km²-nyi területet borít a néhol akár 300-400 méter vastagságú lösz (Liu, T.S. et al. 1985) (39. ábra). A plio-pleisztocén határ környékén, az északi félteke eljegesedésének a kezdetén a megerősödő téli monszun és a Tibet-fennsík emelkedésének kontinentalitást fokozó hatására a belső sivatagi területekről légkörbe kerülő por mennyisége megnőtt, löszképződéshez vezetve (Ding, Z.L. et al. 2000), mely folyamat egyes térségekben ma is folytatódik (An, Z. et al. 1991). A litológiai és kor-





39. ábra. A világ legidősebb löszfeldársainak sematikus térképe (Pécsi, M. 1990; Muhs, D.R. és Bettis, E.A. 2003 alapján, módosítva).



adatok alapján öt fő sorozatba oszthatjuk a képződményeket: ezek a **Potou, a Malan, a Felső- és Alsó-Lishi és a Wucheng löszök**. Az utolsó két csoportot sorolhatjuk az idős löszök közé, melyek sötétebb színe, tömörödtebb szerkezete és kisebb rétegvastagsága eltér a fiatalabbakétól (Liu, T.S. et al. 1985). A rétegsorok fekjét általában hullóporos eredetű vörösayag képezi (Ding, Z.L. et al. 1997, 1998; Lu, H. et al. 2001; Sun, D. 2004; Yang, S.L. és Ding, Z.L. 2004). A vörösayagok képződésekor elkezdődött mérsékelt hullóporos szedimentáció egyre fokozódó folytatásának tekinthetjük a löszsorozatot, melynek kialakulásában a megerősödő északnyugati szelek és a gyengülő talajosodási folyamatok együttesen játszottak szerepet (Ding, Z.L. et al. 1997; An, Z. 2000). A Kínai Löszfennsík vörösayag-lösz-paleotalaj sorozatai alapján a porhullások a régióban legalább 7,2 millió éve jelentősek és mintegy 2,6 millió évtől kezdve löszök kialakulásához is elegendővé vált a porfelhalmozódás mértéke (Sun, D. et al. 1998). A Csendes-óceán északi medencéjében mélyített ODP 885/886-jelű fúrás eolikus eredetű üledékeinek adatsorai alapján rekonstruált felhalmozódási sebesség hasonló jelleget mutat, jelezvén ezzel az ázsiai kontinens belső területeinek megnövekedő porkibocsátását (Rea, D.K. és Hovan, S.A. 1995; Rea, D.K. et al. 1998; Liu, T.S. et al. 1999; Sun, Y. et al. 2006a).

Tarim-medence

A Kínai Löszfennsík alapanyagát képező por egyik legfontosabb forrásterületének a Takla-Makán sivatagot tartják (Liu, T.S. et al. 1985). Korábbi vizsgálatok szerint a középső-pleisztocénben (Zhu, Z. 1981) alakult ki a Tarim-medencében fekvő sivatag, újabb adatok szerint azonban ez a kor jelentősen alulbecsült és feltehetően már a késő-miocén óta számolhatunk a Takla-Makánból kifűjt porral (Dong, G. et al. 1991; Zheng, H. et al. 2000). A szél által légkörbe juttatott közetliszt méretű szemcsék helyi felhalmozódásával képződött üledékeket a medence déli peremén található ~5000 méter vastagságú molasszos rétegsorok képviselik. A löszös képződmények vékony sávokban és lencseszerűen települnek a homokkő, homokos agyagkő és konglomerátum rétegek között. Az **Artux és Xiyu Formáció** idős löszeinek szemcseeloszlása meg-





egyező a típusos pleisztocén Xinjiang Lössz granulometriai jellemzőivel (Zheng, H. et al. 2003). A térség üledékeit a Lösszfennsík vörösbagyával korrelálhatjuk, melynek poranyaga részben innen származtatható. A Tarim-medencében a porforrás-terület közelsége és a szárazabb klíma hatására a porfelhalmozódás löszképződéshez vezetett.

Belső-Ázsia

A kínai területek után Belső-Ázsiában, Tádzsikisztánban találhatjuk a legteljesebb löszsorozatokat (Dodonov, A.E. 1979, 1984; Dodonov, A.E. és Baiguzina, L.L. 1995; Ding, Z.L. 2002). Amíg a kínai rétegsorok a kelet-ázsiai monszun intenzitását tükrözik, addig a tádzsik löszök és paleotalajok sorozatát a változó nyugatias áramlások szabályozzák. A pleisztocén meleg periódusaiban a csapadékot a mediterrán ciklonok szállították, talajképződéshez vezetve. A glaciálisok idején a megerősödő északi magasnyomású térségek felől áramló levegő blokkolta a nedves, nyugatias áramlások térségbe történő belépését, így a felhalmozódott poranyag lösszé alakult (Dodonov, A.E. és Baiguzina, L.L. 1995). A legteljesebb, ***chasmanigari és karamaydani lösz-paleotalaj sorozatok*** a lokális nedves és száraz intervallumok váltakozását tükrözik. A paleomágneses, az őslénytani és mikromorfológiai adatok, illetve a vezérszintek kínai löszökkel történő korrelációja alapján megállapítható, hogy a porfelhalmozódás és a löszképződés mintegy 2-2,5 millió évvel ezelőtt kezdődhetett (Dodonov, A.E. 1984; Forsten, A. és Sharapov, S. 2000). Chasmanigar 180-200 méteres rétegsorának felső része 3-12 méter vastagságú löszökből és 10 jól fejlett paleotalajból áll, ezzel szemben a szelvény alsó részének vörös talajai vékony löszsávokkal vagy mindössze mészfelhalmozódási szintekkel vannak elválasztva egymástól. Az idős képződmények sorozatai a kínai Wucheng löszökkel mutatnak hasonlóságot (Bronger, A. 2003; Dodonov, A.E. 2005).

Alaszka

Az eddig tárgyalt területekétől eltérő földrajzi környezetben települnek az alaszakai, Tanana és a Yukon folyók völgyében felhalmozódott ***Gold***





Hill Löss Formáció felső-kainozoos kőzetlisztes, hullóporos eredetű üledékei (Péwé, T.L. 1951). A magas földrajzi szélesség ellenére ez a terület a pleisztocén során nem volt eljegesedve (Brigham-Grette, J. és Carter, L.D. 1992). Mivel a lössorozat a vulkanikusan aktív Aleut-szigetívhez és a Wrangell-hegységhez közel található, számos tefrahorizont tagolja a rétegsorokat, melyek hasadvány nyom-módszerrel történt kormeghatározása alapján idős kor alátámasztást nyert: a löss feküje fölött 11 méterrel települő PA tefra kora 2,02 Ma BP (Westgate, J.A. et al. 2003). A fosszilis talajok és tefrák idős korára vonatkozóan a kanadai Klondike-fennsík feltárásainak részletes elemzése során több más tanulmányban is beszámolnak (Tarnocai, C. és Schweger, C.E. 1991; Sandhu, A.S. et al 2000). A porfelhalmozódás sebessége kisebb az eddig tárgyalt feltárásokénál, a 30-40 méter vastagságú alaszakai lössök képződése a paleomágneses és tefrokronológiai adatok alapján ~3 millió évvel ezelőtt kezdődhetett (Westgate, J.A. et al. 1990; Beget, J.E. 1996; Beget, J.E. et al. 2008). Froese, D.G. et al. (2000) szerint Dawson (Kanada) mellett 10-15 méteres vastagságban települő „**Midnight Dome**” löss kora is több mint 1,4 millió év.

Palouse löss (USA)

Az Egyesült Államok ÉNy-i részén az egykori jégperemi Missoula-tó kataklizmaszerű áradásai az Eureka-síkságot periodikusan újra és újra finomszemcsés törmelékkel borították be, ezt a poranyagot a szél tovább szállította és ~50 000 km²-nyi területen halmozta fel, melyből a **Palouse Löss Formáció** képződött (McDonald, E.V. és Busacca, A.J. 1998; Sweeney, M.R. 2004, 2005, 2007). Busacca, A.J. (1989, 1991) szerint a Washington, Oregon és Idaho államokat fedő lössorozatok képződése mintegy 2 millió évvel ezelőtt kezdődhetett.

Dél-Amerika

Dél-Amerikában a plio-pleisztocén hullóporos eredetű üledékek közel 1 millió km²-nyi területet fednek (Iriondo, M.H. 1997). Az eolikus szedimentáció ~10 millió évvel ezelőtt vette kezdetét, azonban a felhal-





mozódó porból a környezeti viszonyok miatt nem lösz, hanem csupán löszszerű üledékek képződtek (Zárate, M.A. 2003). A **Mar del Plata** tengerparti, függőleges partfalak vörös színű, kőzetlisztes-agyagos, mészkonkréciós rétegei a vörösayagokkal mutatnak rokonságot. Nagy mennyiségű paleontológiai lelet került ki az üledékekből (Vizcaíno, S.F. et al. 2004), melyek alapján a kora mintegy 3,3-3,5 millió évre tehető. Kemp, R.A. és Zárate, M.A. (2000), illetve Zárate, M.A. et al. (2002) szerint a pliocén végi rétegsorok tagjait nehéz elkülöníteni egymástól, mert a talajosodott, agyagosabb rétegek egymásra települnek, vagy csak vékonyabb löszös horizontok választják el őket egymástól. Rabassa, J. (2005), valamint Rabassa, J. és Coronato, A. (2009) szerint Patagónia éghajlata 2,5 millió évvel ezelőtt hidegebb és szárazabb lett, lehetőséget teremtve a löszképződésre. Az **Ensenada Formáció** löszös és vörös paleotalajos rétegei Bidegain, J.C. et al. (2009) szerint valószínűleg a legidősebb dél-amerikai löszképződmények.

Közép-Európa

Hazánkhoz közeli területekről is ismertek alsó-pleisztocén löszsorozatok. Az ausztriai **Krems** és a csehországi **Červený Kopec** rétegsorai tekinthetők a régió legidősebb löszeinek (Kukla, G.J. és Cílek, V. 1996). A Brunhes-Matuyama paleomágneses határ (~781 ezer év) a kremsi feltárásban a KR4 és KR5 talajok között, a szelvény felső részében található, míg az alsó három mediterrán-jellegű vörös talaj már a Gauss időszak mágnesezettségét mutatja. A stranzedorfi fúrások adataival kiegészítve a lösz-paleotalaj sorozat 2,5-3 millió év éghajlati változásait tükrözi (Fink, J. és Kukla, G.J. 1977; Rabeder, G. 1981). A Červený Kopec üledékei a Svrtka folyó öt teraszát fedik, 11 glaciális ciklus klímátörténetéről nyújtva információkat (Kukla, G.J. 1978; Zeman, A. 1992; Kis, É. et al. 2011).

Az Al-Duna és a Dnyeszter idős teraszait fedő löszképződmények a Fekete-tenger nyugati régiójának kora-pleisztocén ökoszisztémái változásait és porfelhalmozódási történetét archiválták (Veklich, M.F. 1979; Gendler, T.S. et al. 2006). A XII. számú Duna terasz Kharpovi-faunája legalább 2,5 millió éves kort jelöl (Nikiforova, K.V. 1997).



Roxolany és Novaya Etuliya rétegsorainak képződése több mint 1,5 millió évvel ezelőtt kezdődött (Tsatskin, A. et al. 2001). A löszök fekéjében található vörös talajokkal tagolt szubaerikus rétegek, alsóbb részeiken vörösayaggal, szintén hullóporból képződtek. A B/M határ alatt hat lösz-paleotalaj pár települ a Novaya Etuliya-sorozatban (Faustov, S.S. 2009). A löszsorozat alsó, mediterrán vörös talajait felfelé erdei, erdős-sztyepp, majd csernozjom talajok váltják, jelezvén ezzel az éghajlat 4,6 millió évtől a holocénig tartó szakaszos szárazodását.

A fent tárgyalt idős hullóporos eredetű üledéksorozatok jellemzői alapján számos közös sztratigráfiai és szedimentológiai tulajdonság állapítható meg. A sötétebb (vöröses, rózsaszínes) szín, a tömörödöttebb szerkezet, a vékonyabb vastagságú löszrétegekkel elválasztott vagy gyakran egymásra települő vörös paleotalajok (vöröses agyagok), a nagyméretű mészkonkréciók és a mészfelhalmozódási szintek gyakorisága jelentősen eltérnek a fiatal, középső- és felső-pleisztocén típusos löszsorozatok jellemzőitől. Az idős löszök esetében gyakran megfigyelhető még, hogy a fekéjüket – szintén eolikus eredetű – vörösayagok képezik, hangsúlyozva ezzel a már korábbi időszakokban is domináns hullóporos szedimentáció szerepét.

Magyarország

A Kárpát-medence területén található plio-pleisztocén vörösayag-lösz-paleotalaj sorozatok teljes egészükben nem tanulmányozhatók egy feltáráson vagy fúráson belül, megnehezítve ezzel – az idős korból adódó kormeghatározási problémák miatt is – a korrekt datálást. Néhány feltárást ismerünk azonban, ahol egyes vélemények szerint a legkorábbi hazai löszképződési fázisok nyomai tetten érhetők (pl. Beremend, Dunaalmás, Pécs-Postavölgy – Pécsi M. et al. 1987, 1988; Pécsi, M. és Schweitzer, F. 1993, 1995; Varga, Gy. 2011).

A vörösayagok képződését követően az éghajlat szárazabbá vált, a zárt erdők helyét nyílt pusztai, majd félsivatagi környezet vette át, melynek faunájában a strucc és a zebra is megtalálható volt (Kretzoi, M. 1969, 1983). Noha egy újabb tanulmány (Mayhew, D.F. 2012) szerint a kislángi faunaelemek paleoklimatológiai értelmezését nagyban



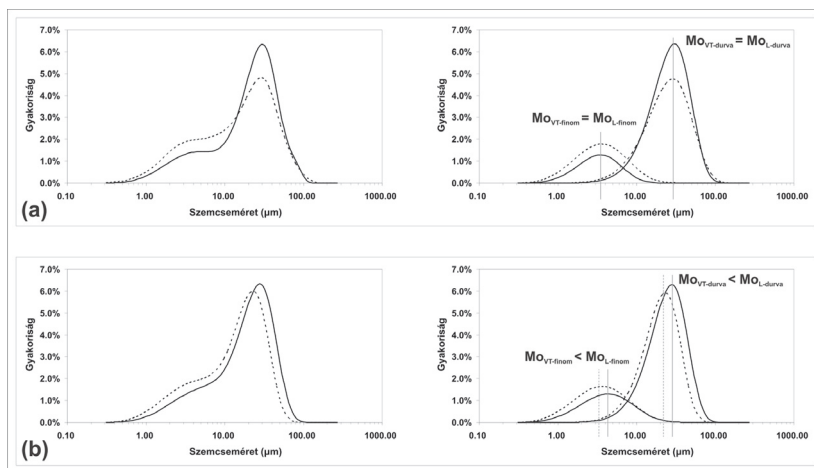


nehezíti az összlet áthalmazott jellege, a geomorfológiai (Schweitzer F. 1993), valamint geokémiai és agyagásványtani (Kovács, J. et al. 2013) vizsgálatok alapján a kora-pleisztocén klímája jóval szárazabb volt, mint az azt megelőző késő-pliocéné. Ebben a száraz-meleg környezetben a poranyag kialakulásának feltételei még inkább jelen voltak, tovább növelve ezzel a légköri por mennyiségét, a porviharok gyakoriságát és intenzitását, valamint a leülepedést követően a mállási folyamatok nem akadályozták meg az akkumulálódott por lösszé alakulását. Meg kell jegyezni azonban, hogy az ekkor hullóporból felhalmozódott és hazánk területén ma is fellelhető alsó-pleisztocén képződmények a Pécsi Márton által a típusos lösz kritériumaként felállított 12 pontnak nem minden esetben felelnek meg és ezek részben a „Dunaföldvári Formációba” lettek besorolva (Pécsi, M. 1984).

Az idős löszeink jellemzően sötétebb (rózsaszínes jellegű) színűkkel, tömörödtebb szerkezetükkel, a bennük található nagyméretű (olykor 30-40 centiméteres) mészkonkréciókkal és vékonyabb rétegeikkel meglehetősen eltérnek a „típusos”, jól ismert lazaserkezetű, fakósárga löszsorozatoktól. A löszhorizontokat tagoló vörös paleotalajok ásványtani jellemzői a karsztos hasadékokat kitöltő vöröses agyagokkal korrelálhatók (Dezső, J. et al. 2007), kialakulásuk pedig hasonló, környékbeli talajok vizsgálata szerint vagy a szavanna és az arid öv határán (Koloszár L. és Marsi I. 1999) vagy mediterrán klímán (Marsi I. 2000) történt.

A szemcseeloszlás-görbék matematikai-statisztikai módszerekkel történt üledékpulációkra való felbontása arra engedett következtetni, hogy az idős löszöket tagoló vörös paleotalajok anyaga nem csupán a fekü lösz mállási-talajosodási folyamatok általi átalakulásával képződött, hanem jelentős szingenetikus porhozzáadódás volt jellemző a kialakulásuk idején (40. ábra). A talajok finomszemcsés üledékpulációinak móduszai eltértek az alattuk települő löszökéitől. Nugteren, G. et al. (2004) és Vandenberghe, J. et al. (2006) hasonló, modálisan eltérő szemcseeloszlású lösz-paleotalaj párokat írtak le Tádzsik (Darai Kolon) és kínai (Dali, Huanxian, Luochuan, Xining) sorozatokból. Ezekben a térségekben az interglaciális talajok képződésében aktív szerepe van a hullópornak, még a humid, szub-humid, mérsékelt klímán





40. ábra. A vörös paleotalajok (VT – szaggatott vonal) és a feküjüket képező löszök (L – folytonos vonal) szétválasztott üledékpulációi móduszainak összehasonlítása (a) fiatal és (b) idős képződmények esetében

is. Eme idős talajok kialakulását eredményező, a löszképződést megszakító éghajlati változások nem voltak ezekben a periódusokban oly mértékűek, hogy a porhullások teljesen megszűnjenek, így a lehullott porból akkréciós talajok képződhetek, melyek átmenetet képeznek a löszök és a vörösayagok között. Az idős löszök és paleotalajok kialakulásának körülményei ezek alapján alig különbözhetnek egymástól. A kora-pleisztocénből ismert kismértékű éghajlati kilengések (Zubakov, V.A. és Borzenkova, I.I. 1990) nem teremtettek egymástól jelentősen eltérő üledékképződési környezetet.

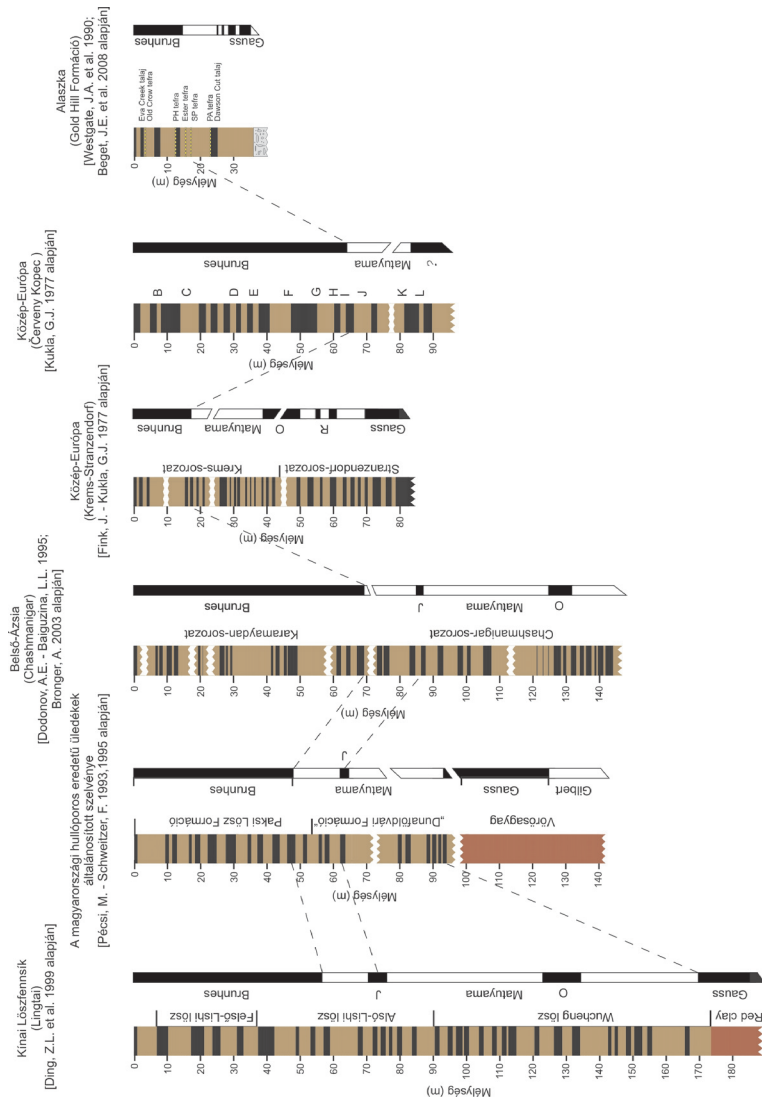
Az elkülönített üledékpulációk durvaszemcsés komponense a vörösayagokéhoz hasonlóan a lokális kifúvási terület anyagából származtatható (Újvári, G. et al. 2008). A folyók ártereken lerakott, az Alpokból és a Kárpátokból lehordott anyagából és a helyi eredetű felső-miocén laza, konszolidálatlan üledékekből a kora-pleisztocén száraz-meleg szakaszaiban nagy mennyiségű port fújt ki a szél. A kőzetliszt méretű szemcsék kialakulásában a szélmarás és további folyamatok (pl.





sókristály növekedés és inszolációs aprózódás) is szerepet játszottak. A finomszemcsés üledékpuláció esetében szintén a vörösbögyőkönál tárgyal forrásterületek jöhetnek számításba, a részarányának megnövekedése a vörös talajok esetében szintén a lecsökkenő szedimentációs ráta következtében alakult ki, de a mállási folyamatoknak a jelentősége sokkal kevésbé van jelen. A kora-pleisztocén meleg-arid és meleg-szubhumid szakaszainak váltakozása figyelhető meg a rétegsorban, ezt később Varga, A. et al. (2011) molluszk, ásványtani és geokémiai elemzése is megerősítették.

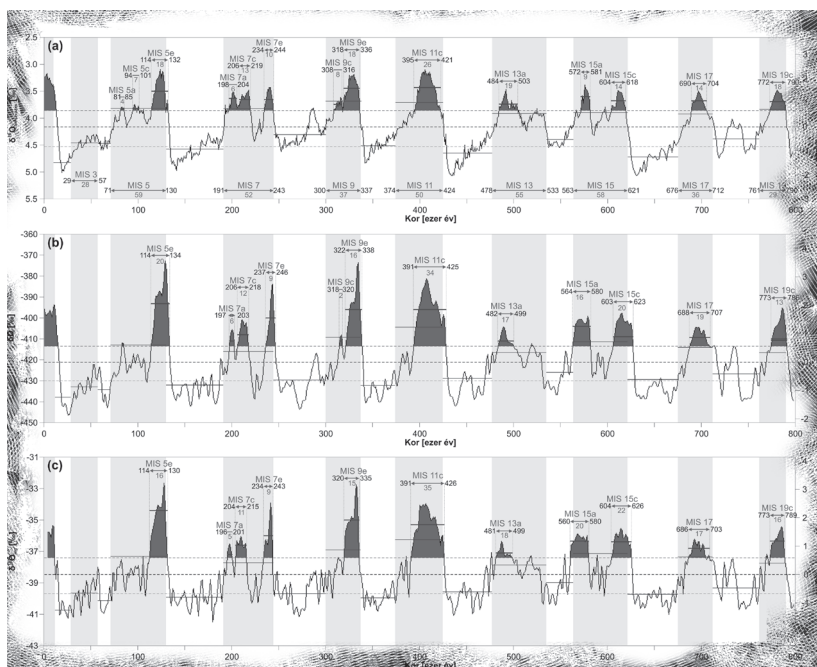
Összességében megállapítható, hogy a Kárpát-medence területén a kora-pleisztocén során a pliocénhez viszonyítva a porhullások intenzívebbé váltak és a leülepedés utáni mállási folyamatok gyengültek, ezért löszök képződhettek. Az idős löszös képződmények rétegsora nem teljes, üledékképződési szünetekkel, továbbá jelentős eróziós és deráziós hiátusokkal terhelt. Abszolút és numerikus koradatokkal nem rendelkezünk képződésük pontos idejéről, azonban a geomorfológiai és relatív rétegtani helyzetük alátámasztják az idős kort. Jellegükről egységesen megállapítható a fiatal, ténylegesen jégkorszakok glaciálisaihoz köthető löszökhöz képest a sötétebb szín, a tömörödöttebb szerkezet, a nagyobb méretű mészkonkréciók jelenléte és a vékonyabb rétegekben történő település. Az idős löszeinket általában vörös talajok (vagy vöröses agyagok) tagolják, melyek gyakran egymásra települnek, csupán mészfelhalmozódási szintjeikkel különülnek el egymástól (41. ábra).



41. ábra. A legidősebb plio-pleisztocén löszsorozatok korrelációja



Interglaciálisok változó környezeti viszonyainak rekonstrukciója





Interglaciálisok változó környezeti viszonyainak rekonstrukciója

A mélytengeri üledékek és a löszsorozatok váltakozásainak spektrális elemzésével a Föld pályaelemeinek szekuláris váltakozására jellemző értékek figyelhetők meg. A pliocén végén az üledékek ciklicitásában elsősorban a 19-23 ezer éves precessziós ciklusok a meghatározóak, melyek után 2,6-1 Ma BP között megjelennek a 41 ezer éves váltakozások, majd 1 millió évtől a 100 ezer éves periódusok lesznek a jellemzőek (Raymo, M.E. et al. 1997; Liu, T.S. et al. 1999; deMenocal, P.B. 2004; Lisiecki, L. és Raymo, M.E. 2005, 2007). Ez a ciklicitás érhető nyomon feltehetőleg a Kárpát-medence idős, alsó-pleisztocén löszsorozatok vékonyabb, egymást gyakran váltó rétegtani egységeinek és az utolsó 1 millió év vastag löszrétegeinek és jól fejlett talajainak váltakozásában. Hasonló periodicitást a hazai folyóvízi üledékek esetében már sikerült azonosítani (Nádor, A. et al. 2003).

A negyedidőszak utolsó mintegy 1 millió évének glaciális-interglaciális váltakozásai bolygónk éghajlatának két ellentétes állapotát képviselik. A glaciálisok idején a sarki jégpajzsok területe és vastagsága megnövekedett, a beköszöntő hideg-száraz klíma és az egyre intenzívebbé váló porviharok során szárazföldjeink egytizedén löszképződés vette kezdetét. A lehülési periódusokat megszakító interglaciálisok idején a belföldi jégtakaró visszahúzódott a pólusok irányába és a jégkorszaki klímát felváltotta egy melegebb-nedvesebb periódus, melynek viszonyai a manapság uralkodó éghajlat jellemzőihez hasonlóak. Az eljegesedések idején felhalmozódott löszök legfelsőbb rétegei a mállási folyamatok hatására különböző típusú talajokká alakultak, majd a következő glaciális periódus során újra lösz képződött a megnövekedett porfluxus eredményeként. Az így képződött lösz-paleotalaj sorozatok a Kárpát-medence területének csaknem felét fedik, és az eltérő talajtani tulajdonsággal jellemezhető eltemetett talajok részletes elemzésével a korábbi felmelegedési periódusok környezeti viszonyai is megismerhetőkké válnak.

A földi éghajlati rendszer mélyebb megértésében alapvető szerepet töltenek be a múltbéli klímaváltozások rekonstrukciós vizsgálatai. Ennek napjainkban különösen nagy jelentősége van, hiszen a jelenkori





égghajlatváltozás lehetséges hatásainak előrejelzése és mindezen változásokban betöltött emberi tevékenység mértékének a meghatározása nem történhet meg a múltban lejátszódott hasonló események természetes dinamikájának a megismerése nélkül.

A klasszikus hazai lösz-paleotalaj rétegtan

Szakirodalmi adatokat böngészve szembeötlő, hogy a hazai löszeink kapcsán döntően az elmúlt mintegy 800 ezer - 1 millió év során képződött sorozatokról találunk adatokat. Szigorú értelemben véve ezek a klasszikus, „típusos” löszsorozataink, melyeket mindenki jól ismer, mint fakósárga, rétegzetlen, finomszemcsés üledék. A legjelentősebb lösszel fedett területeink döntően a nagyobb folyók mentén, azok hordalékkúpjain és teraszain, valamint a völgyekkel sűrűn tagolt dombságokon és a hegységi előterekben, hegyláb felszíneken találhatók.

A Duna-völgy alföldi szakaszán a **Mezőföld** 50-60 méteres vastagságú üledéktakarója a magaspartok függőleges falaiban bukkan felszínre (pl. Paks, Dunaföldvár, Dunaszekcső). A Duna-Tisza köze déli részén a **Bácskai-löszhát** lösz-homok-paleotalaj rétegei emelkednek az árterek szintjénél 20-30 méterrel magasabbra, míg a Tisza mellett a **Títel-fennsík** 50 méteres rétegsora mutat impozáns látványt. Kisebb vastagságban ugyan, de jelentős löszterületeket találunk a **Vág**, **Nyitra és Garam mentén**, a **Maros-Körös közén**, az **Erdélyi-medencében** a Maros mellett, valamint az ártéri löszök a **Hajdúságban**, a **Jászságban** és a **Nagykunságon** jellemzőek. A Drávától délre, a **Bilo-hegység**, a **Papuk és a Fruska Gora előtereiben** hosszan elnyúló sávban találkozhatunk ismét nagyvastagságú lösszel (pl. Rumai-löszfennsík). Dombsági térszíneinken a **Dunántúli-dombság** és a **Gödöllői-dombság** területén halmozódott fel számottevő mennyiségű lösz.

A Kárpát-medence hullóporos eredetű üledékeinek ősföldrajzi elemzése világviszonylatban is az elsők között kezdődött meg, és hamar felhívta a nemzetközi szakmai közösség figyelmét a Közép-Duna-medence löszeinek rétegtani jelentőségére (Hahn Gy. 1969). A **paksi** (Scherf, E. 1936; Bulla B. 1938; Ádám L. et al. 1954; Kriván P. 1955; Pécsi M. és Pevzner, M.A. 1974), a **dunaföldvári** (Pécsi, M.





és Szebényi, E. 1971; Pécsi M. et al. 1979), a *basaharci* (Pécsi M. 1965a), a *mendei* (Pécsi M. 1965b), *títeli* (Cholnoky J. 1907), *stari slankameni/zalánkemenyi* (Markovic-Marjanovic, J. 1968; Bronger, A. 1974, 1978), *rumai* (Markovic-Marjanovic, J. 1968) ma is típusfeltárásoknak tartott rétegsorok feldolgozásának korai eredményei rámutattak a lösz-paleotalaj sorozat és az éghajlat változásának összefüggéseire (pl. Pécsi M. et al. 1977). Később a löszsorozatok távoli térségek hasonló üledékeivel történő korrelálása is kezdetét vette (pl. Pécsi, M. 1977; Bronger, A. 2003). A kialakított magyarországi paleotalaj-nevezéktan (MF: Mende Felső; BD: Basaharc Dupla; BA: Basaharc Alsó; PD: Paks Dupla stb.) jól ismert a hazai és részben nemzetközi viszonylatban is. Azonban a párhuzamosítási törekvések során egyre többször merül fel az igénye a nemzetközileg is egységes nomenklatúrának, melyet jól példáz a vajdasági löszsorozatok (Marković, S.B. et al. 2015) rétegeinek kínai mintára (Liu, T.S. et al. 1985) történt elnevezése is.

Ahogy már a korábbiakban említettük, a löszök és löszszerű üledékeket hazánk területén öt fő egységre szoktuk felbontani: a fiatal löszöket képviselik a *Dunaujváros-Tápiószőlő és a Mende-Basaharc sorozatok*, az idős löszök pedig a *Paks I., Paks II. és a „Dunaföldvári Formáció”* rétegsoraiban találhatók. Az idős löszöket tagoló vörös talajok vagy vöröses agyagok átmenetet jelentenek a típusos vörösayagok felé, melyek gyakran a löszök feküdképződményeként jelennek meg. A fiatal löszöket tagoló talajosodott rétegek általában mezősségi jellegeket is mutató erdős-sztyepp talajok, míg az idősebb sorozatokban jellemzően erdőtalajok képviselik a felmelegedési időszakokat. A rétegsor alsó, vörös paleotalajai mediterrán-jellegű klímán képződött talajok. A pliocéntól és a kora-pleisztocéntól jól megfigyelhető a talajok mállási fokának csökkenése, melynek hátterében az egyre inkább szárazabbá és hűvösebbé váló interglaciálisok, valamint a löszök alapanyagának „frissessége” áll. Ez utóbbi tényező a környező hegyvonulatok friss lepusztulásának eredménye, mely során hazánk területére üdőbb, mállási folyamatoknak ki nem tett poranyag érkezett.



A glaciális kori por mennyisége

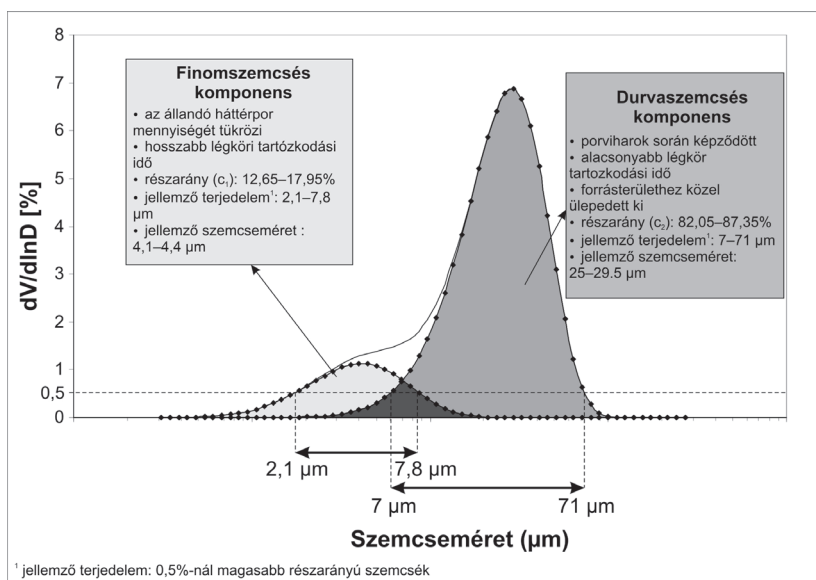
A löszök képződéséhez vezető megnövekedett glaciális kori por-mennyiség a rétegsorok sztratigráfiai és szedimentológiai adataiból számszerűsíthetők. A múltbéli légköri por mennyiségének rekonstrukciója során többféle mérőszámmal találkozhatunk a szakirodalomban. A szedimentációs ráta, vagy a porfluxus értéke tájékoztatást nyújt ugyan a poranyag felhalmozódásának sebességéről, azonban a légkörben tartózkodó porról nem. A hazai nagyvastagságú és kiterjedt középső- és felső-pleisztocén lösz-paleotalaj sorozatok folytonossága és a több, mint 100 évre visszamenő kutatástörténetük során szerzett adatokból szerkesztett általánosított szelvények révén ezek az összletek az egykori porhullásos epizódok pontosabb megismerhetőségét teszik lehetővé. Különösképpen igaz ez az egyre pontosabb koradatokkal rendelkező felső-pleisztocén löszökre. A szemcseeloszlási eredményeket rétegtani adatokkal kiegészítve a légköri por mennyiségének pontosabb megismerése válik lehetővé. A szél által történő üledékszállítás rendkívül szelektív, csak egy adott, viszonylag szűk mérettartományba eső szemcséket képes hosszabb távon a magasban tartani a légáram. A löszök, mint a vizsgálatunk legfőbb tárgyai, és mint a legerterjedtebb szárazföldi hullóporos eredetű üledékek jellemző szemcsemérete a durva közetliszt (~31-62,5 μm) frakcióba esik, de emellett még nagy mennyiségben jelen vannak finom (2-7,8 μm) és közepes (15,6-31 μm) közetliszt, valamint agyag tartományú, sőt finom homok méretű szemcsék is. Ezért egyetlen mérőszámmal (pl. átlagos, modális vagy medián szemcseátmérő) nem igazán lehet jellemezni az üledékünket, sőt a ferdeség és csúcsosság értékek sem hordoznak magukban sok érdemi információt az üledékképződésről, vagy a lerakódás utáni átalakulási folyamatokról. Legszerencsésebb a teljes szemcseeloszlási görbét bemutatni.

Az eloszlásgörbék bimodális jellegét és a recens porviharos szedimentációs mechanizmusok megfigyelési eredményeit felhasználva el tudjuk különíteni egymástól a két legfőbb hullóporos üledékkomponenst. Az epizodikus, intenzív porviharok eredményként a durva közetliszt méretű szemcsék a felszín közelében – általában 2,5-3 km-nél nem





magasabban – szállítódnak és a forrásterülethez közel halmozódnak fel. Az agyag és finom kőzetliszt méretű, $20\text{ }\mu\text{m}$ -nél kisebb szemcsék a légkör magasabb régióiba is feljutnak, ahonnan a hosszabb légköri tartózkodás következtében állandó háttérporként, lassan ülepednek ki. A kéttípusú szedimentációs mechanizmus révén az adott térségben felhalmozódó poranyag több forrásterületről származó üledékpuláció keverékeként értelmezhető, melyek jellemző tulajdonságai átöröklődnek és a kétmaximumú szemcseeloszlás görbék matematikai-statisztikai módszerekkel történő felbontásával külön-külön is vizsgálhatóvá válnak (42. ábra).



42. ábra. A felső-pleisztocén löszök üledékpulációkra bontott összetett szemcseeloszlás görbéje és jellemző tulajdonságai.

A légköri por mennyiségének meghatározása rétegtani adatok alapján valósítható meg. A löszösszletek rétegvastagságának és a lerakódási kornak a hányadosából számított szedimentációs ráta (SR) értéke a por mennyiségével egyenesen arányos. A poranyag lerakódás utáni kompaktációjából és a képződött lösz porozitásából adódó pontatlanságot





a szedimentációs ráta és az üledék sűrűségének szorzatából számított porfluxus (DF) érték használatával küszöbölhetjük ki. Ezáltal az egységnyi idő alatt egységnyi területre hullott por tömegét kapjuk meg, melynek a szedimentációs sebességgel vett hányadosa a légköri ásványi por koncentrációját (C) adja meg. A porkoncentrációt tehát alapvetően az ásványi por mennyisége mellett a szemcsemérettől függő leülepedési idő határozza meg. A pleisztocén löszképződéskor uralkodó arid klíma a száraz ülepedési folyamatoknak kedvezett, így az ismert szemcseméret függvényében a szedimentációs sebesség, gömb alakú kvarcsempéket feltételezve a Stokes-törvény szerint számítható. Az üledékpulációk közül az állandó háttérpor adatai kerültek felhasználásra a porkoncentráció számításakor. Az epizodikus porviharok gyakoriságáról megbízható adatokkal nem rendelkezünk, illetve a nagyobb méretű szemcsék rövidebb légköri tartózkodási ideje és a leülepedés után gyakori újraerodálódása is indokolta a számításokból való mellőzésüket.

A légköri por mennyiségének meghatározásához szükséges akkumulációs adatok a számítások legbizonytalanabb tényezői. A hazai lösz-paleotalaj sorozatok nem teljesek, a különböző okokra visszavezethető lepusztulási periódusok során kialakult réteghiányok mértéke az esetek többségében nehezen meghatározható. Ebből kifolyólag a szedimentációs ráta értéke, továbbá a porfelhalmozódás mértéke még viszonylag kis területen belül is jelentős eltéréseket mutathat a geomorfológiai helyzettől függően.

A késő-pleisztocén éghajlatának sajátos, gyakori, nagy amplitúdójú kilengései az eolikus szedimentációt is befolyásolhatták. A Dansgaard-Oeschger ciklusok üledékképződést módosító hatásai azonosításra kerültek már. Tehát a szedimentációs ráta egyes periódusokban jelentősen lecsökkenhetett és a löszképződés feltételei a késő-pleisztocén glaciálison belül sem voltak mindig adottak. További problémát jelentenek a nem megfelelő koradatok is, melyek valódi koránál gyakran jelentősen fiatalabbnak tüntetik fel az üledéket. A rétegtani hiátusok és a nem kellően pontos kormodellek a szedimentációs ráta alul-, illetve felülbecsléséhez vezetnek. Mindezek következtében csupán egy viszonylag hosszú időintervallumra vonatkozó átlagos porkoncentráció meghatározására nyílik lehetőség. A magyarországi felső-pleisztocén





lösssorozatok magukban foglalják az utolsó interglaciális talajt, egy interstadiális paleotalajt (MIS-3), két humuszhorizontot és a holocén talajt: egyben ez a regionálisan jellemző sztratigráfia is.

A Kárpát-medence területéről publikált nagymennyiségű koradat lehetőséget ad az átlagos szedimentációs ráta viszonylag pontos meghatározására. A korábbi munkánkban elemzett 33 felső-pleisztocén löszsorozat értékei alapján a porfelhalmozódás sebessége 0,1-0,95 m/ezér év közé tehető, 0,23 m/ezér év módusszal és 0,28 m/ezér év átlaggal. Ehhez tartozóan a porfluxus 150-1400 g/m²/év közti értékekkel, valamint 338 g/m²/év modális és 417 g/m²/év átlagos értékkel jellemezhetőek, míg az alsó és felső kvartilis között 200-500 g/m²/év-nek adódott. A korábbiakban vázolt összefüggések alapján számolva a 200-500 g/m²/a porfluxushoz tartozó háttérpor koncentráció 1100-2750 µg/m³ közé helyezhető. A szemcseeloszlások kismértékű különbségei miatt ±20%-os eltérések továbbra is előfordulhatnak. A késő-pleisztocén fiatalabb üledékeinek (MIS-2) feltárásonkénti értékei az alábbi táblázatban találhatók (SR: szedimentációs ráta; DF: porfluxus; C: porkoncentráció) (3. táblázat).

Egyes feltárások kimagasló értékei (pl. Dunaújváros, Paks) további finomrétegtani és kronológiai feldolgozás szükségességét veti fel, mely során a feltárások lineáris szedimentációs modelljét újabb adatokkal lehetne kiegészíteni. Feltehetően a lokális forrásterületek (Duna allúvium) időnként kimagasló porfelhalmozódást okozhattak, amely epizódokat a kevés adatból számított átlagok felülírtak.

Ezek az értékek lényegesen nagyobbak még a mai arid-szemiarid térségek hasonló mutatóinál is, hangsúlyozva ezzel a múltbéli légköri por nagy mennyiségét és környezeti szerepének jelentőségét. A recens porviharok során megfigyelt légköri porkoncentráció azonban ezeket az értékeket is többszörösen meghaladja. Heves porkifúvások során a Negevben mértek már 23 000 µg/m³, a Szaharában 13 000 µg/m³ feletti értékeket is. A Kanári-szigeteken a szaharai porkitörések során elérheti a 1 000 µg/m³-t is a por koncentrációja. Kínában a Pekingben átsöprő, több ezer kilométer távolságról érkező 2000 áprilisi porvihar során 3 900 µg/m³-t meghaladó volt a légkör portartalma.

A pleisztocén során kialakuló porviharok gyakoriságáról, intenzitásáról és az egy-egy esemény során szállított por mennyiségéről





3. táblázat MIS-2 átlagos szedimentációs ráta, porfluxus és koncentráció értékek a Kárpát-medencében

Hely	Teljes poranyag		Finomszemcsés populáció		
	SR [m/ka]	DF [g/m ² /a]	SR [m/ka]	DF [g/m ² /a]	C [µg/m ³]
Magyarország					
Albertirsa	0,39	587	0,05–0,07	74,3–105,4	1489–2113
Basaharc	0,23	348	0,03–0,04	44–62,5	878–1246
Bodrogkeresztúr I	0,25	381	0,03–0,04	48,2–68,4	955–1355
Csorgókút I	0,19	284	0,02–0,03	35,9–51	726–1030
Csorgókút II	0,3	453	0,04–0,05	57,3–81,3	1146–1626
Debrecen (Alföldi téglagyár)	0,16	237	0,02–0,03	30–42,5	611–867
Dunaszekcső	0,47	707	0,06–0,08	89,4–126,9	1795–2547
Dunaújváros	0,83	1238	0,1–0,15	156,6–222,2	3170–4498
Katymár	0,42	632	0,05–0,08	79,9–113,4	1604–2276
Lakitelek I	0,17	254	0,02–0,03	32,1–45,6	649–921
Látókép	0,14	212	0,02–0,03	26,8–38,1	535–759
Madaras	0,25	375	0,03–0,04	47,4–67,3	955–1355
Mende	0,51	761	0,06–0,09	96,3–136,6	1948–2764
Paks	0,95	1422	0,12–0,17	179,9–255,2	3628–5148
Ságvár	0,12	176	0,02–0,02	22,3–31,6	458–650
Süttő	0,39	584	0,05–0,07	73,9–104,8	1489–2113
Szeged-Óthalom I	0,22	332	0,03–0,04	42–59,6	840–1192
Tápiósülly	0,34	504	0,04–0,06	63,8–90,5	1298–1842
Tokaj (Kereszt-hegy II)	0,15	222	0,02–0,03	28,1–39,8	573–813
Tokaj (Patkó-bánya)	0,22	332	0,03–0,04	42–59,6	840–1192
Úveghuta-2	0,23	338	0,03–0,04	42,8–60,7	878–1246
Horvátország					
Erdut	0,14	215	0,02–0,03	27,2–38,6	535–759
Zmajevac	0,29	437	0,04–0,05	55,3–78,4	1107–1571
Szerbia					
Batajnica	0,22	329	0,03–0,04	41,6–59,1	840–1192
Crvenka	0,13	197	0,02–0,02	24,9–35,4	496–704
Irig	0,13	192	0,02–0,02	24,3–34,5	496–704
Mošorin	0,26	395	0,03–0,05	50–70,9	993–1409
Petrovaradin	0,12	174	0,02–0,02	22–31,2	458–650
Ruma	0,13	192	0,02–0,02	24,3–34,5	496–704
Stari Slankamen	0,11	168	0,01–0,02	21,3–30,2	420–596
Surduk	0,29	434	0,04–0,05	54,9–77,9	1107–1571
Susek	0,1	150	0,01–0,02	19–26,9	382–542
Titel	0,34	510	0,04–0,06	64,5–91,5	1298–1842

A teljes poranyag felhalmozódási adatainak forrása: Újvári, G. et al. 2010; rétegtani és koradatok forrásai: Antoine et al. (2009); Bokhorst et al. (2009); Buggle et al. (2009); Dobosi (1967); Frechen et al. (1997); Galović et al. (2009); Gábori-Csánk (1960); Geyh et al. (1969); Hupuczi et al. (2006); Hupuczi és Sümegi (2010); Koloszar és Marsi (2005); Krolopp és Sümegi (2002); Krolopp et al. (1996); Lócskai et al. (2006); Marković et al. (2005, 2006, 2007, 2008, 2009); Marsi et al. (2004); Novothny et al. (2002, 2009); Oches és McCoy (1995); Pécsi és Pevzner (1974); Pécsi (1979, 1985); Pécsi et al. (1979); Schmidt et al. (2009); Seppälä (1971); Sümegi (2005); Sümegi és Hertelendi (1998); Sümegi et al. (2007); Vogel és Waterbolk (1964); Willis et al. (2000); Wintle és Packman (1988); Zöller és Wagner (1990); Zöller et al. (1994)

nem rendelkezünk adatokkal, így ezekre vonatkozóan a becslések hibahatára túlságosan nagy lenne. A szemcsék légköri tartózkodási idejének és felhalmozódásának adataiból számítható érték állandó porviharos állapotokat feltételez, azonban a heves kifúvások feltehetően a pleisztocén során nagy gyakorisággal ugyan, de epizodikusan voltak csak jelen.





A helyi (és részben regionális) eredetű durvaszemcsés komponens mellett azonosított finomszemű szemcsepopuláció származásáról keveset tudunk. Az ásványtani és geokémiai vizsgálatok nem tudtak egyértelmű magyarázattal szolgálni a legkisebb szemcsék eredetéről, még a rendkívül érzékeny stabilizotópos elemzések sem. Feltevésünk szerint ezek az apró szemcsék lehetséges, hogy észak-afrikai eredetűek. A pleisztocén eljegesedések során a szaharai forrásterületek porkibocsátása a mainak többszöröse volt. Erről egyértelmű bizonyítékokkal szolgálnak az Atlanti-óceán és a Földközi-tenger mélytengeri üledékei, valamint a sivatagok peremét szegélyező keskeny sávban elhelyezkedő löszök és löszszerű üledékek rétegsorai (Cremaschi, M. 1990a; Rózycki, S.Z. 1991; Hoogakker, B.A.A. et al. 2004; Larrasoaña, J.C. et al. 2008). A sivatagi löszök kérdéskörét taglaló munkájában Tsoar, H. és Pye, K. (1987) megállapították, hogy a „peri-szaharai” löszsáv kis kiterjedése nem az elégtelen mennyiségű por, hanem sokkal inkább a löszképződéshez elégtelen környezet eredménye. Ellentétben a mérsékelt övezet füves sztyeppéivel, a sivatagperemi gyér növényzet nem volt képes a poranyag megkötésére, de szintén a löszképződés lehetősége ellen szól a rendkívül kevés csapadék is, melynek hiányában löszifikációhoz szükséges gyenge talajosodási folyamatok sem tudtak beindulni. Mindezen feltételek hiányában szinte már-már meglepő, hogy mégis ismerünk a Szahara mellől löszöket. A tunéziai, líbiai és nigériai löszök esetében a szaharai por szerepe domináns, ezzel ellentétben a Negevben felismert löszsorozatok poranyagának nagy része helyi eredetű és a gyakori szaharai porviharos események poranyaga csak a finomabb szemcsefrakcióhoz adódott hozzá (Crouvi, O. et al. 2008, 2010; Ben Israel, M. et al. 2015).

A kiterjedt – Franciaországtól Oroszországig – terpeszkedő klasszikus európai lösztakarótól eltérő jellegű európai löszsorozatokat a Földközi-tengerhez közel, a Pireneusok és az Alpok déli előteréből is ismerünk. Ezeknek a mediterrán térségi löszöknek a poranyagához a szaharai por jelentősebb mértékben is hozzáadódhatott az eljegesedések idején. Spanyolországból Andalúziából (Brunnacker, K. és Loek, V. 1969), valamint az Ebro- és a Granada-medencéből (Günster, N. et al. 2001) ismerünk löszöket. Nagyobb vastagságban Olaszország északi

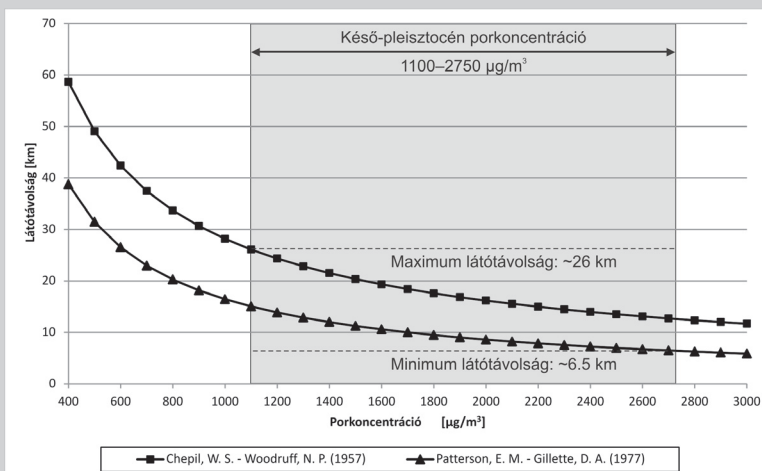




részén a Pó-völgyében (Busacca, A. és Cremaschi, M. 1998) képződtek löszök, de feltárások ismeretesek az Appenninek középső vonulatainak régiójából is (Frezzotti, M. és Giraudi, C. 1990). A dalmát szigetvilág kapcsán Susak szigetét (Cremaschi, M. 1990a; Wacha, L. et al. 2011) érdemes megemlíteni, továbbá az is érdekes lehet számunkra, hogy Görögországban is találkozhatunk lösszel (Brunnacker, K. 1980).

12. doboz

Késő-pleisztocén látótávolság becslése porkoncentráció adatokból



Az átlagos, háttérporból adódó porkoncentráció értékeket felhasználva egy további érdekes, korábbiakban nem számított környezeti viszonyszám meghatározásának a lehetősége is felmerül. A recens porviharos események során megfigyelt és megbecsült látási viszonyok empirikus összefüggéseit felhasználva megbecsülhetjük az adott múltbéli porkoncentrációhoz tartozó látótávolságot. E célból a leggyakrabban alkalmazott porkoncentráció számításhoz felhasznált egyenletekből (pl. Chepil, W.S. és Woodruff, N.P. 1957; Patterson, E.M. és Gillette, D.A. 1977) kifejezhetőek a látótávolság értékek, azonban az összefüggések között jelentős eltérések figyelhetők meg, melynek okai a kis mennyiségű adat, a szemcseméret és a vízgőztartalom hatásai, továbbá a szubjektivitás.





Interglaciálisok változó környezeti viszonyai

Az interglaciálisok melegebb és nedvesebb klímája véget vetett az ily mértékű porfelhalmozódásnak és löszképződésnek. Az eljegesedések idején képződött lösztakaró legfelső rétege intenzívebbé váló mállási folyamatok által talajjá alakult, egyedülálló módon archiválva ezzel a felmelegedési periódus környezeti viszonyait. A múltban képződött talajok képződési körülményeinek rekonstrukcióját azonban számos tényező nehezíti: az egykori talajképző periódus hossza, az éghajlattól függő talajosodási folyamatok hatásának elkülönítésének nehézkessége az esetlegesen már előzetes mállást szenvedett alapkőzet (jelen esetben lösz) jellemzőitől, továbbá a geokémiai adatokból származtatott, klímahatást leíró klímafüggvények pontatlanságai is mind nehezítik a múltbéli környezet megismerését (Catt, J.A. 1988). Az éghajlati paraméterek és a talajok geokémiai tulajdonságai közti matematikai kapcsolatot leíró egyenleteket recens talajok és időjárási megfigyelések adatai alapján fejlesztették ki (Sheldon, N.D. et al. 2002; Sheldon, N.D. 2006; Sheldon, N.D. és Tabor, N.J. 2009; Nortd, L.C. és Driese, S.G. 2010; Gallagher, T.M. és Sheldon, N.D. 2013) és löszsorozatok kapcsán is előszeretettel használják a múltbéli folyamatok megismerése céljából (pl. Schatz, A.K. et al. 2015).

Hazai löszeink geokémiai arculata, a fent említett frissebb, üdőbb közettörmelék megjelenése ellenére, meglehetősen egyveretű (Újvári, G. et al. 2008), ezért az alapkőzet jellemzőit a számítások során nem szükséges változtatni. A felmelegedési időszakok eltérő környezeti viszonyai különböző intenzitású mállási folyamatokhoz vezettek, melyek a talajok főelemeinek arányaiban jól tetten érhetőek. A recens megfigyelések és mérések adatain alapuló talajfejlődési viszonyok és éghajlati mutatók (évi középhőmérséklet és csapadék) számszerűsítése a stabil elemek oldható, mobilis komponensek rovasára történő feldúsulásán alapszanak. Röntgen-fluoreszcencia spektrometriával (XRF) meghatározott főelem-összetétel adatsorok kerültek felhasználásra a múltbéli hőmérséklet és csapadék viszonyok becslésekor az alábbi összefüggések alkalmazásával (a módszerről részletesebben lásd: Sheldon, N.D. et al. 2002; Nortd, L.C. és Driese, S.G. 2010, valamint a bennük található hivatkozások):





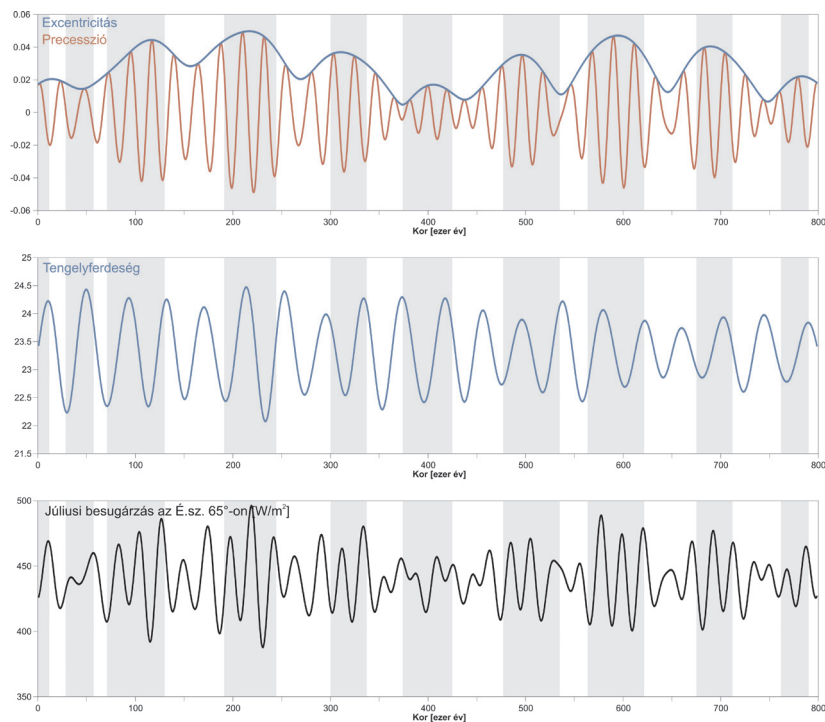
$MAP-1 = -259.3 \ln(\sum \text{bázisos}/Al) + 759$ (Sheldon, N.D. et al. 2002)
 $MAP-2 = -130.9 \ln(Ca/Al) + 467$ (Sheldon, N.D. et al. 2002)
 $MAP-3 = 221.1 e^{0.0179 \times (CIA-K)}$, ahol $CIA-K = Al/(Al+Na+Ca) \times 100$ (Sheldon, N.D. et al. 2002)
 $MAT-1 = 46.9(Al/Si) + 4$ (Sheldon, N.D. 2006)
 $MAT-2 = -18.5(K+Na)/Al + 17.3$ (Sheldon, N.D. et al. 2002)
 $MAT-3 = -2.74 \ln(PWI) + 21.39$, ahol $PWI = (4.2Na + 1.66Mg + 5.54K + 2.05Ca) \times 100$ (Gallagher, T.M. és Sheldon, N.D. 2013)

Időkeret

A pleisztocén glaciális-interglaciális ciklusok kialakításában döntő szerepe volt a Föld pályaelemek (excentricitás, tengelyferdeség, precesszió) periodikus változásának, melyek a bolygónkat érő besugárzás mennyiségét és eloszlását szabályozzák. A Föld forgástengelyének ingása, precessziója a tavaszpont elmozdulásával a nyári és téli félév hosszát befolyásolja, 19-23 ezer éves periodicitással; a tengelyferdeség 41 ezer éves ciklusú változása az évszakok közti különbségeket erősítheti vagy csökkentheti, míg a 100 ezer éves periódusú földpálya excentricitás (Nap-Föld távolság változása az elliptikus keringési pálya kis- és nagytengelyének arányváltozása miatt) a globális besugárzás mennyiségét határozza meg. Az eltérő jellemzőkkel bíró harmonikus ciklusok egymásra rakódása révén különböző hullámhosszú és amplitúdójú nem-harmonikus periódusok jönnek létre (43. ábra). Ennek következtében a felmelegedési időszakok intenzitása és hossza is változó.

A löszsorozatok paleoklimatológiai rekonstrukciókban történő felhasználásának egyik legfőbb hátráltató tényezője az egyes rétegtani egységek kormeghatározása, különösképpen igaz ez a mintegy 300 ezer évnél idősebb lerakódásokra. A korrekt időkeretbe történő besorolás végett globális referenciagörbékkel vetettük össze rétegsorainkat, valamint az egyes felmelegedési periódusok hosszát és intenzitását is meghatároztuk ezen adatsorok alapján. A használt referencia görbék alapján az utolsó mintegy 800 ezer év glaciális-interglaciális változásainak apróbb kilengéseit is ismerjük, hiszen ebből az időszakból a mélytengeri üledék-





43. ábra. Földünk legfőbb pályaelemeinek és a besugárzás mértékének változása az elmúlt 800 ezer évben (Berger, A. és Loutre, M.F. 1991).

sorok stabilizotóp adatsorait (LR04: 57 mélytengeri fúrás mésvázasainak oxigén-izotóp adatait felhasználó kompozitgörbe – Lisiecki, L.E. és Raymo, M.E. 2005) már antarktiszi jégfuratok adataival (EDC: EPICA Community Members 2004) is össze tudjuk vetni. Az utolsó 100 ezer év éghajlati eseményeit még pontosabban és jobb felbontásban ismerhettük meg a grönlandi jégminták segítségével, mely mérési eredményeket az északi és déli félteke kismértékben eltérő felmelegedési és lehülési fázisainak, azaz időbeli eltolódásának magyarázatául szolgáló elméletnek („bipolar-seesaw model”) a felhasználásával szintén kiterjeszthetjük 800 ezer évre (GL_syn: Baker, S. et al. 2011). Így már 3 különböző referenciagörbe adataira támaszkodhatunk klímarekonstrukciónk során.





Az időben egyenlőtlenül mintázott idősorokat szükséges volt 1000 éves osztályközökbe sorolni és standardizálni a jobb összehasonlítás érdekében. A felmelegedések interstadiálisainak elkülönítéséhez a görbék amplitúdóját vettük figyelembe, a teljes interglaciális átlaghőmérsékletét meghaladó szakaszok kerültek lehatárolásra (44. ábra).

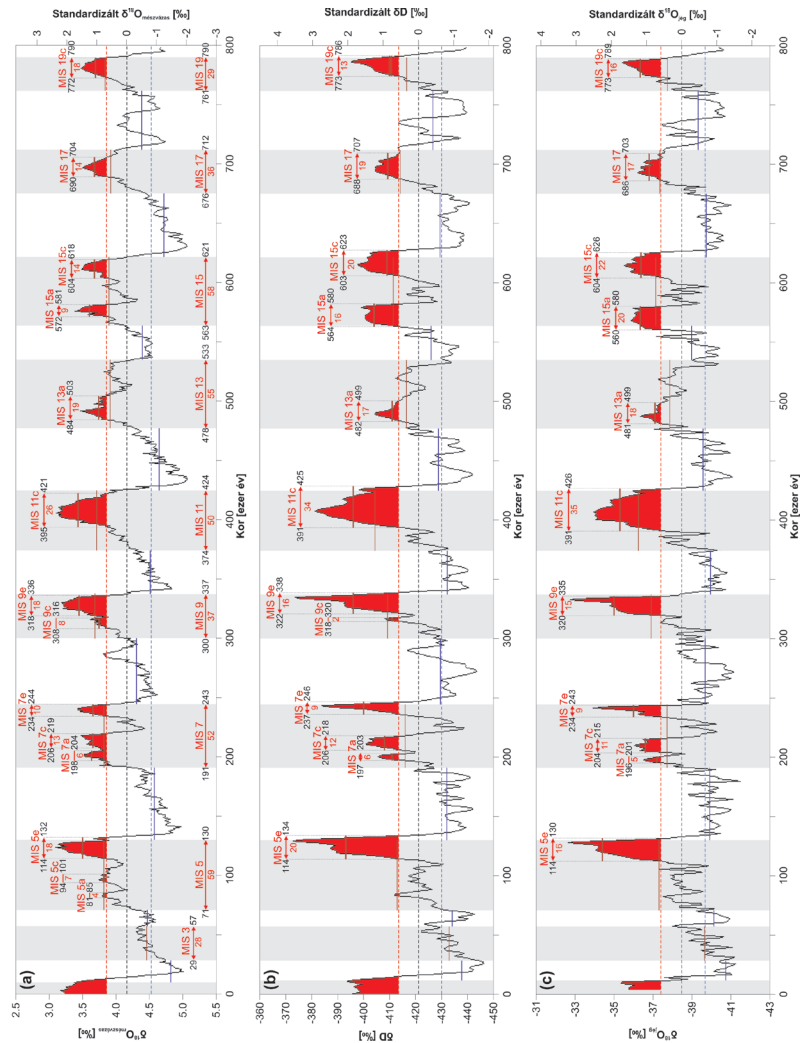
A jelként szolgáló közvetett paleohőmérsékleti görbék felmelegedési szakaszait lehatárolva tapasztalhatjuk, hogy a különböző meleg periódusok eltérő hosszúságúak és mértékűek voltak. A különböző referenciagörbék, némi eltéréssel, de viszonylag jól egyezve jelzik számunkra, hogy mely időszakok voltak a legmelegebbek vagy melyikek voltak a leghosszabbak. Az amplitúdó és a hullámhossz szorzatából az interglaciális intenzitás értéke került meghatározásra (4. táblázat).

A számítások alapján megállapítható volt a felmelegedési és egyben a talajképző periódusok hossza, valamint elkülönítésre kerülhettek az átlagosnál melegebb és hűvösebb interglaciálisok, interstadiálisok. Ezek alapján az MIS-5e (18-20 ezer éves hosszúsággal), az MIS-9e (16-18 ezer év), az MIS-11c (26-34 ezer év), továbbá a kevésbé intenzív, de kellően hosszú MIS-15c (14-20 ezer év) periódusok szolgáltatták globális viszonylatban a legkedvezőbb feltételeket a talajképződéshez. A hazai lösz-paleotalaj rétegtan meglehetősen jól illeszkedik ebbe az elméleti síkon levezetett globális időkeretbe, de természetesen a helyi és regionális viszonyok következtében szükség-szerű, hogy némi eltérés is mutatkozzon.

Napjainkban régióink klímáját három fő, egymással örökös harcban álló éghajlati rezsim határozza meg, ezek (1) az atlanti, (2) a kontinentális és (3) a mediterrán klímahatások, melyek együttesen alakítják a Kárpát-medence környezeti viszonyait. Jelenleg hazánk évi átlagos hőmérséklete 10,5°C körüli, míg az évi átlagos csapadék 600 és 700 mm között alakul. A múltbéli mutatók becslésére geokémiai klímafüggvények kerültek alkalmazásra, míg a rétegtani viszonyokat egy elvi rétegoszloppal szemléltetjük.

Az MIS-5 tengeri izotóp-stádiummal korrelálható talajtani egységünk a Mende Felső 2-es (MF2) paleotalaj, melynek települési viszonyai számos feltárásban hármas osztatúnak bizonyult, azonban ezeknek az alegységeknek az MIS-5a, MIS-5c és MIS-5e interstadiálisokkal





44. ábra. Az elmúlt 800 ezer év glaciális-interglaciális kilengéseinek globális referencia görbái: a: LR04 mélytengeri kompozit görbe mészvázások $\delta^{18}\text{O}$ méréseiből (Lisiecki, L.E. és Raymo, M.E. 2005); b: EPICA DOME-C antarktisi jégmag δD értékei (EPICA Community Members, 2004); c: szintetikus grönlandi $\delta^{18}\text{O}$ adatsor (Barker, S. et al, 2011)





4. táblázat A középső- és késő-pleisztocén interglaciálisok számszerűsített tartam és intenzitás értékei globális referenciagörbék alapján

LR04 mélytengeri mészvázás $\delta^{18}\text{O}$						
	Vége	Kezdet	Tartam	Átlag	Stand, Átlag	Intenzitás
MIS-5a	81	85	4	3,84	0,70	2,80
MIS-5c	94	101	7	3,83	0,74	5,20
MIS-5e	114	132	18	3,50	1,48	26,59
MIS-7a	198	204	6	3,64	1,16	6,95
MIS-7c	206	219	13	3,65	1,13	14,73
MIS-7e	234	244	10	3,65	1,14	11,39
MIS-9c	308	316	8	3,75	0,91	7,24
MIS-9e	318	336	18	3,45	1,57	28,27
MIS-11c	395	421	26	3,41	1,66	43,26
MIS-13a	484	503	19	3,73	0,95	18,08
MIS-15a	572	581	9	3,61	1,23	11,08
MIS-15c	604	618	14	3,67	1,08	15,16
MIS-17	690	704	14	3,67	1,09	15,20
MIS-19c	772	790	18	3,69	1,04	18,63
		Átlag	13,14	3,65	1,13	16,04
		Szórás (σ)	6,19	0,13	0,28	10,79
		-1 σ	6,96	3,52	0,85	5,25
		+1 σ	19,33	3,78	1,42	26,84
		-1/2 σ	10,05	3,59	0,99	10,65
		+1/2 σ	16,24	3,71	1,28	21,44

EPICA DOME C jégfurat [δD]						
	Vége	Kezdet	Tartam	Átlag	Stand, Átlag	Intenzitás
MIS-5a	-	-	-	-	-	-
MIS-5c	-	-	-	-	-	-
MIS-5e	114	134	20	-393,13	2,08	41,53
MIS-7a	197	203	6	-410,88	0,76	4,54
MIS-7c	206	218	12	-407,86	0,98	11,78
MIS-7e	237	246	9	-400,19	1,55	13,96
MIS-9c	318	320	2	-410,04	0,82	1,64
MIS-9e	322	338	16	-396,04	1,86	29,76
MIS-11c	391	425	34	-396,23	1,85	62,75
MIS-13a	482	499	17	-411,16	0,74	12,52
MIS-15a	564	580	16	-404,78	1,21	19,37
MIS-15c	603	623	20	-409,30	0,87	17,49
MIS-17	688	707	19	-409,34	0,87	16,56
MIS-19c	773	786	13	-410,20	0,81	10,50
		Átlag	15,33	-404,93	1,20	20,20



		Szórás (σ)	8,15	6,69	0,50	17,14
		-1σ	7,18	-411,62	0,70	3,06
		+1σ	23,48	-398,24	1,70	37,34
		-1/2σ	11,26	-408,27	0,95	11,63
		+1/2σ	19,41	-401,59	1,45	28,77
GLT syn: szintetikus Grönland $\delta^{18}\text{O}$						
	Vége	Kezdeté	Tartam	Átlag	Stand, Átlag	Intenzitás
MIS-5a	-	-	-	-	-	-
MIS-5c	-	-	-	-	-	-
MIS-5e	114	130	16	-34,53	2,15	34,35
MIS-7a	196	201	5	-37,28	0,65	3,25
MIS-7e	204	215	11	-36,62	1,01	11,12
MIS-7e	234	243	9	-35,99	1,35	12,16
MIS-9c	-	-	-	-	-	-
MIS-9e	320	335	15	-35,04	1,87	28,07
MIS-11c	391	426	35	-35,27	1,75	61,08
MIS-13a	481	499	18	-37,08	0,76	13,60
MIS-15a	560	580	20	-36,35	1,16	23,16
MIS-15c	604	626	22	-36,37	1,15	25,21
MIS-17	686	703	17	-36,77	0,93	15,76
MIS-19c	773	789	16	-36,37	1,15	18,35
		Átlag	16,73	-36,15	1,26	22,37
		Szórás (σ)	7,80	0,87	0,47	15,54
		-1σ	8,93	-37,02	0,79	6,83
		+1σ	24,53	-35,28	1,74	37,92
		-1/2σ	12,83	-36,59	1,03	14,60
		+1/2σ	20,63	-35,72	1,50	30,15

való megfeleltetése, a korrekt abszolút koradatok híján egyelőre nem egyértelmű. Az MIS-7 és MIS-9 időszakot 3 erdős-sztyepp talaj képviseli (MIS-7: Basaharc Dupla 1 és 2 [BD1, BD2]; MIS-9: Basaharc Alsó [BA]). Az MIS-11-ben képződött Mende Bázis (MB) talajkomplexum, valamint az MIS-19 (Paks Dupla 2 [PD1]), MIS-21 (Paks Dupla 2 [PD2]) és MIS-23 (Paks-Dunakömlőd [PDK]) jól fejlett erdőtalajok, már egy nedvesebb-melegebb periódust jeleznek számunkra. Ezeknek az idősebb talajegységeknek a kronológiai viszonyai az egyetlen támpontként szolgáló MIS-19 korú Matuyama-Brunhes paleomágneses váltás bizonytalan rétegtani helyzete miatt egyelőre vitákkal terhelt





(Sartori, M. et al. (1999) a PD2 talaj legfelső részében azonosította ezt). Feltételezéseink szerint azonban a rubefikálódott PD1 talaj képződése nem történhetett az MIS-17 idején, mivel ez egy világviszonylatban hűvös interglaciális volt, kedvezőtlenek lettek volna a viszonyok egy ilyen jól fejlett, vastag talajréteg kialakulásához. A klímafüggvények alkalmazásával 10,6-10,7°C évi átlaghőmérsékletet és 830-850 mm/év csapadékot becslünk a PD1 talaj képződésének idejére a Kárpát-medencében, mely szintén ellentmond az MIS-17-es kornak. Basarin, B. et al. (2014) és Buggle, B. et al. (2014) délvidéki lözssorozatok V-S6 azonosítójú barnatalaj vasásványainak elemzése egy alacsony hőmérsékletű, csapadékos nyári periódusú talajképző időszakot jeleznek, melyek nem alkalmasak egy jól fejlett, rubefikálódott talaj kialakulásához.

Ellentétben számos jól ismert lözssorozattal (pl. Kína, Belső-Ázsia, Szerbia) az MIS-13 és MIS-15 időszakok masszív, igen jól fejlett talajkomplexumai a hazai sorozatokban nem jelennek meg, mint vezérszintek. Az ekkor képződött 2 barna erdőtalaj és 2 pszeudoglejes talaj megtalálható ugyan a paksi löszfeltárás rétegsorában, nagy valószínűséggel azonban jelentős eróziós hiátussal állunk szemben ezek esetében. A geokémiai proxyk intenzív mállást mutatnak e talajok esetében is, jelezve ezzel egy korban a jelen felé haladó folyamatos mállás-intenzitás csökkenést a felmelegedési időszakokban, melyek szépen megjelennek a rekonstruált hőmérsékleti és csapadékadatokban is.

Lözssorozataink a globális folyamatok tükrében

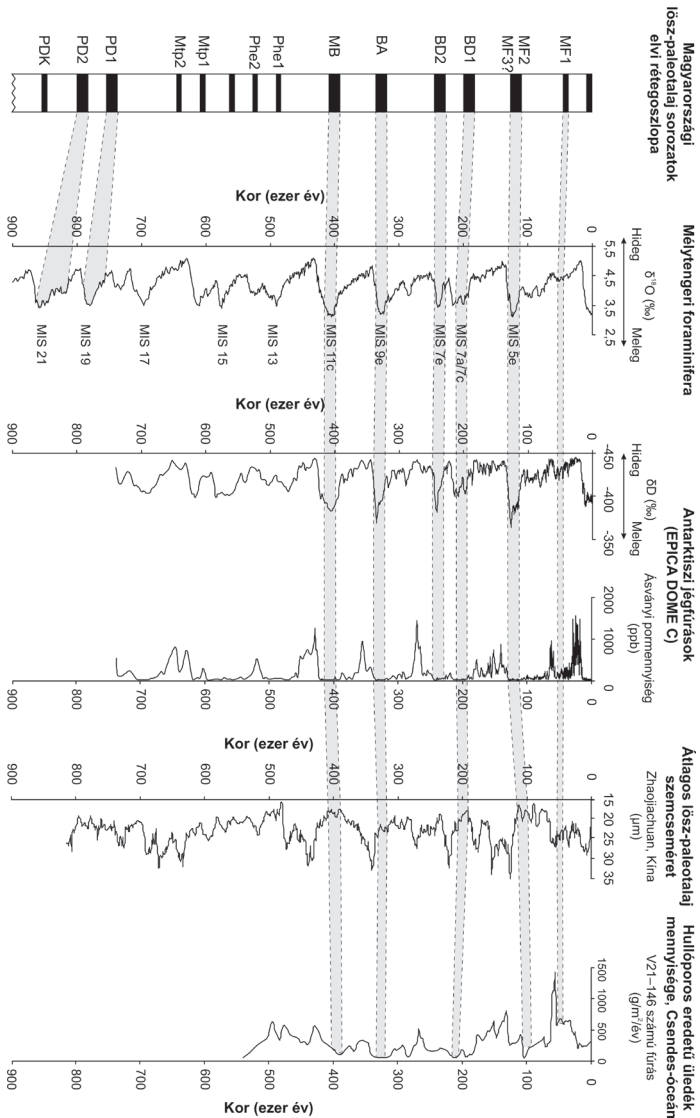
A folyamatosan fejlődő mérési módszerek segítségével viszonylag jól meg tudjuk határozni az egyes talajrétegek korát. A minél precízebb kormeghatározáshoz a sokkal pontosabb adatsorokat tartalmazó mélytengeri üledékekkel és antarktiszi jégfuratokkal történő párhuzamba állítás nyújthat támpontot. A löszökkel ellentétben ezek az üledékek környezetüknél fogva és felhalmozódási körülményeikből adódóan az elmúlt mintegy 800 ezer év éghajlatváltozásainak legpontosabb archívumai. A jégfuratok levegőbuborékainak, valamint a mélytengeri lerakódások apró mészvázainak oxigén- ($\delta^{18}\text{O}$) és deutérium- (δD) méréseiből a múltbéli hőmérsékleti viszonyok megváltozását rekonstru-



álhatjuk. Ennek háttérében az a felismerés áll, hogy a különböző atom-súlyú oxigén- és hidrogénizotópok megoszlása hőmérsékletfüggő.

A globális referenciagörbékkel történő összehasonlítás révén az ezekben a sorozatokban található, szintén hullóporos eredetű horizontokkal is korrelálhatjuk a hazai löszöket. Így vált egyértelművé, hogy a jégkorszakok idején bolygó szerte megnövekedett a légköri porkoncentráció (45. ábra). A legteljesebb, az egyes helyeken 350-400 méteres vastagságot is elérő kínai löszsorozatokkal történt összehasonlítás révén a felmelegedési időszakok hasonlóságait fedezhettük fel. Bizonyos, az átlagosnál melegebb és hosszabb interglaciálisok során fejlettebb és vastagabb talajok alakultak ki a Kárpát-medencében és a kínai Löss-fennsíkon egyaránt, tükrözve, hogy a felmelegedési időszakok sem voltak egyformák.



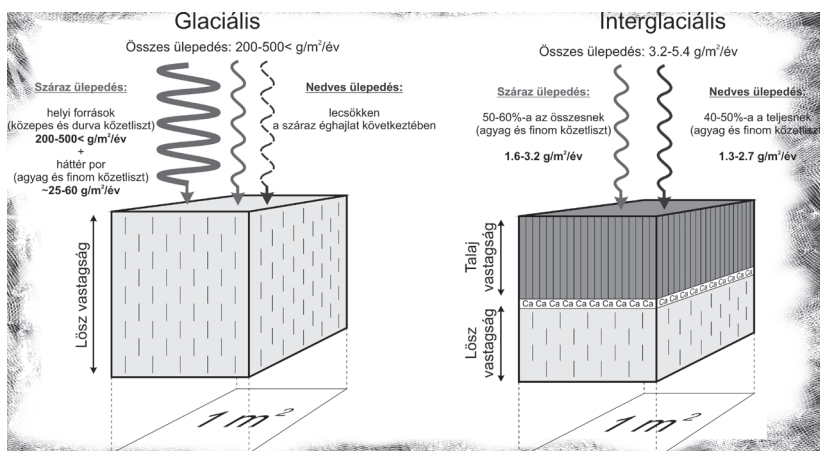


45. ábra. Hazai lösz-paleotálaj sorozatok korrelációs lehetősége mélytengeri üledékek, antarktiszi jégmagok paleohőmérsékleti és pormennyiség göbével, kínai löszök átlagos szennyezésével és csendes-óceáni mélytengeri üledékekkel. (adatok forrása: Pécsi, M. és Schweitzer, F. 1995; Gábris, Gy. 2007; Lisiecki, L. és Raymo, M.E. 2005; EPICA Community Members 2004; Sun, Y. et al. 2006b; Rea, D.K. et al. 1998)





A szaharai por szerepe az interglaciális paleotalajok képződésében





A szaharai por szerepe az interglaciális paleotalajok képződésében

Az eddigiek során abból a feltételezésből indultunk ki, hogy a glaciálisok idején megnövekedő porfluxus löszképződéshez vezetett, majd a melegnedves felmelegedési időszakok során a hullóporos szedimentáció megszűnt és talajok képződtek. A recens szaharai porhullásos epizódok megfigyelése és a kiülepedett poranyag mennyiségére vonatkozó becsléseink alapján azonban ez a leegyszerűsített lösz-paleotalaj képződési modell némi pontosításra szorul. A holocénhez hasonló szaharai porfelhalmozódással számolva, valamint a paleotalajok kor- és szemcseösszetéti adatait felhasználva az interglaciális kori talajok finomszemcsés komponenséhez történő porhozzáadódás mértékét becsülhetjük meg.

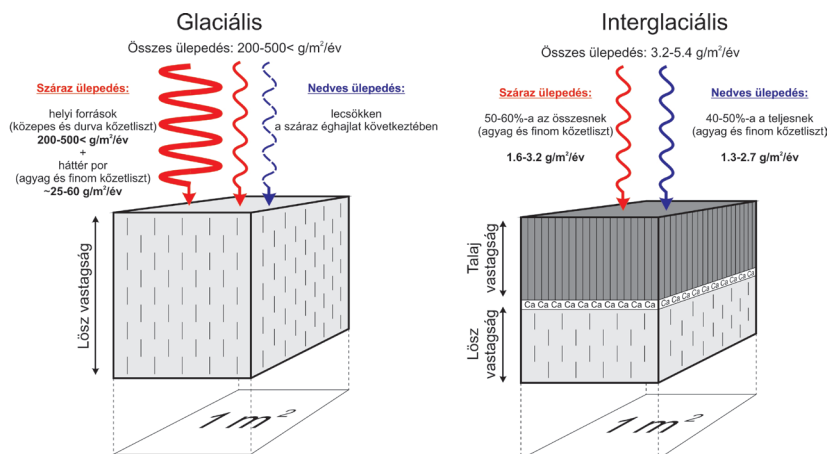
A korábbi fejezetekben bemutatásra került, hogy jelenleg a szaharai por kiülepedésének a mértéke $3,2\text{--}5,4\text{ g/m}^2/\text{év}$ -re tehető a Kárpát-medencében. Az egyes talajok képződésének időtartamát a globális referencia görbékkel történő korreláción alapuló számításokból vezethetjük le, míg a hullóporos szedimentáció egyszerűsített modelljéből a háttérpor jelentőségét ismertük meg.

A glaciális kori szedimentációs rátát [$\text{m}/\text{év}$] a löszréteg vastagságának [m] és a képződés időtartamának [év] hányadosaként fejezhetjük ki, míg a porfluxust [$\text{g}/\text{m}^2/\text{év}$] a szedimentációs ráta és a száraz fajlagos tömeg [g/m^3] szorzata adja meg. A számított teljes és háttérporból származó finomszemcsés glaciális porfluxus $200\text{--}500\text{ g}/\text{m}^2/\text{év}$ -nek és $25\text{--}60\text{ g}/\text{m}^2/\text{év}$ -nek adódott mindezen számítások alapján. Ez azt jelenti, hogy a szaharai por hozzáadódása löszeink alapanyagához a helyi és regionális eredetű por mennyiségének megnövekedése miatt nem lehet jelentős, ahogy ezt Újvári, G. et al. (2012) Sr-Nd izotóp elemzések alapján is feltételezte. A löszeinkhez történő észak-afrikai porhozzáadódás felső határaként $5\text{--}10\%$ -ot adhatunk meg mindezek alapján.

A durvaszemcsés helyi porviharokhoz köthető szedimentáció interglaciális kori (csaknem teljes) megszűnése egy másfajta üledéképződési környezetet teremtett meg, ahol a szaharai por a talajok finomszemcséinek mennyiségét megnövelte (46. ábra).

A hazánk területén felhalmozódó szaharai por szemcsemérete a hullóporos üledéksoraink mintáinak bimodális szemcseeloszlás-gör-



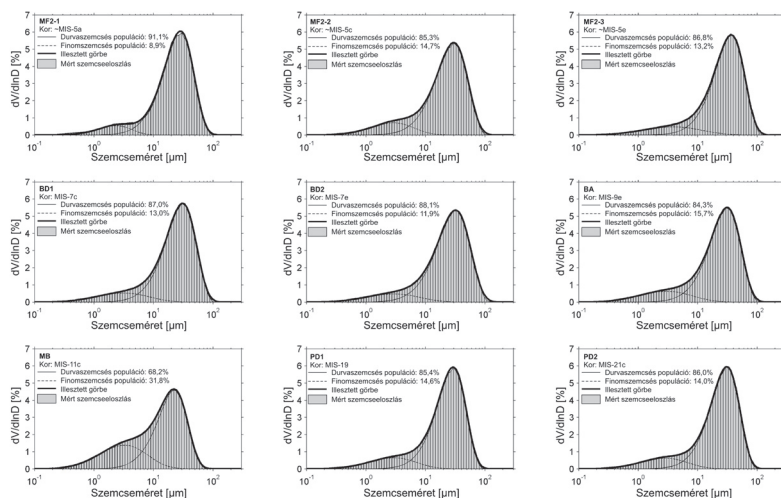


46. ábra. A glaciális és interglaciális szárazföldi hullóporos szedimentáció sematikus modellje (Varga, Gy. et al., 2016).

béjén azonosított finomszemcsés komponens szemcseméretével mutat hasonlóságot (47. ábra). A kiülepedő poranyag tehát ennek a frakciónak a részarányát fogja megnövelni. Paleotalajaink üledékkomponenseinek a paraméteres-függvényillesztés módszerével történő szétválasztása azt mutatta, hogy a jellemzően 20 μm átmérőjűnél kisebb finomszemcsés frakció térfogat szerinti részaránya az esetek többségében 10-15%-nyi.

A talajképződési időszakok hosszának és a száharai porfluxus értékének a szorzatából az adott talaj képződésekor felhalmozódott észak-afrikai poranyag mennyiségét kapjuk meg. Az összes távolról érkezett poranyag és az elkülönített finomszemcsés üledékkomponens 1 m²-re számított tömegének a hányadosa megadja, hogy ennek a komponensnek hány százaléka lehetett száharai eredetű. Viszonylag nagy szórást mutatnak a számítások, egyes esetekben (pl. MF2 - MIS-5e) a 40 %-ot is eléri a sivatagi térségekből érkezett hozzáadódás mértéke, míg máskor, mint ahogy a Mende Bázis paleotalaj (MIS-11c) vizsgált mintái is mutatják ez az érték jóval alacsonyabb is lehetett. Általánosságban kijelenthetjük, hogy a hazai interglaciális kori paleotalajaink finomszemcsés frakciójának akár 20-30%-a is száharai eredetű lehet (5. táblázat).





47. ábra. Paleotalajok szemcseeloszlás görbéi

A szaharai por mennyisége a vörös paleotalajok képződésekor

Időben visszautazva a koradatok egyre pontatlanabbakká válnak, továbbá a felmelegedési periódushoz kapcsolt konstans, recens adatokból levezetett szaharai porkibocsátás értékek mind-mind bizonytalanságot visznek a modellbe. Sajnos a hazánk területére érvényes múltbéli szaharai porkiülepedésre vonatkozó közvetlen adatokkal nem rendelkezünk. Nem úgy a Földközi-tenger régiójából, ahonnan rendelkezünk ilyen információkkal.

Noha a Földközi-tenger térségéből ismert vörös talajok képződési körülményei szakmai körökben még mai is vitákat váltanak ki (Fedoroff, N. és Courty, M.-A. 2013), az mára már beigazolódott, hogy a korábbiakban elterjedt vélemények, melyek szerint a terra rossa csupán a fekü mészkő mállásából alakult volna ki, nem állják meg a helyüket. A mészkövek ásványos összetétele kapcsán az esetek döntő többségében összeegyeztethetetlennek bizonyult a rajta képződött talajok mineralógiai viszonyaival. Kubiëna, W.L. (1953) vetette





5. táblázat. Az interglaciális paleotalajok finomszemcsés frakciójához történő szaharai porhozzáadásítás becsült értékeinek az ekvív táblázata (Varga, Gy. et al. 2016)

Paleotalaj	Kor	Talajképződés becsült Időtartama [ezer év]	Vastagság [cm] ¹	Finomszemcsés komponens [%]	Talaj tömeg [kg] ⁶		Szaharai por tömeg [kg]			Szaharai hozzáadás [%] ⁷
					Teljes	Finomszemű	v1.0	v2.0	Átlag	
MF2_1 ¹	MIS-5a	4,0	50	8,9%	900	80,2	12,7	21,6	17,1	21,4%
MF2_2 ¹	MIS-5c	7,0	50	14,7%	900	132,2	22,2	37,8	30,0	22,7%
MF2_3 ¹	MIS-5e	18,0	80	13,2%	1440	189,9	57,1	97,2	77,1	40,6%
BD1	MIS-7c	12,0	80	13,0%	1440	187,0	38,0	64,8	51,4	27,3%
BD2	MIS-7e	9,3	60	11,9%	1080	128,1	29,6	50,4	40,0	31,2%
BA	MIS-9e	16,3	110	15,7%	1980	309,9	51,8	88,2	70,0	22,6%
MB	MIS-11c	31,7	140	31,8%	2520	801,5	100,4	171,0	135,7	16,9%
Phe1 ²	MIS-13a	18,0					57,1	97,2	77,1	
Phe2 ²	MIS-15a	15,0					47,6	81,0	64,3	
Mip1 ²	MIS-15c	18,7					59,2	100,8	80,0	
Mip2 ²	MIS-17	16,7					52,8	90,0	71,4	
PD1 ³	MIS-19	29,0					91,9	156,6	124,3	
PD2	MIS-21c	28,0	210	14,6%	3780	551,0	88,8	151,2	120,0	22,6%
			180	14,0%	3240	454,6				26,4%

¹ az MF2 paleotalaj szintjének megfigyelése az MIS5 interstadálisával csupán rétegenként történő nyomon követés alapján; ² a Phe és Mip egyébként korrelációja az MIS13 és MIS -15 stádiumokkal bizonytalan és a rétegek vastagsága feltételezhetően jelentősen alulbecsült az erőztös hiányok miatt; ³ a számításokat a teljes MIS-19-re végeztük el; ⁴ a talajok vastagsága feltételezhetően változó lehet, ezek az értékek átlagként értelmezendők; ⁵ a vastagság és finom közzelírt frakció térfogataránya részaránya; ⁶ a száraz fajlagos tömeg (1,8 g/cm³) alapján számított, egy 1 m² alapterületű tétegről számított; ⁷ a talaj finomszemcsés komponensét hez történő szaharai eredetű poranyag hozzáadásának térfogat-százalékos aránya



fel elsőként, hogy a szél által szállított sivatagi eredetű szemcsék jelentős szerepet játszanak a Mediterráneum jellemző talajtakarójának kialakulásában. Ezt az elméletet később Yaalon, D.H. és Ganor, E. (1973), Rapp, A. (1984) és Yaalon, D.H. (1997) tovább finomították. A szaharai por hozzáadódás domináns szerepét számos helyről leírták azóta a régióból: MacLeod, D.A. (1980) szemcseméret elemzésekkel igazolta a görög terra rossák alapanyagának eolikus eredetét; Durn, G. et al. (1999) agyagásványtani és geokémiai indikátorok alapján a horvátországi (isztriai) vörös talajok hullóporos eredetét erősítette meg; Genova, N. et al. (2001) a szardíniai, Muhs, D.R. et al. (2010) a mallorcai, Jackson, M.L. et al. (1982) az olasz, Nihlén, T. és Olsson, S. (1995) a krétai, Atalay, I. (1997) a török, míg Jahn, R. et al. (1991) a portugál hasonló képződmények alapanyagának szél általi szállítását bizonyította. Jordanova, N. et al. (2013) szerint a bulgáriai relikturna terra rossa lerakódások mellék- és nyomalkotóinak elemzésével mutatta ki a szaharai por hozzájárulását a talajképződéshez.

Azonban ásványtani, izotóp-geokémiai vagy akár rétegtani (a terra rossák rétegzetlensége, egyveretűsége révén) kapcsolatot felfedni a Földközi-tenger hasonló képződményei és a hazai löszsorozatok interglaciális kori talajaival eddig még nem sikerült. A hazai talajaink lehetséges sztratigráfiai korrelációja a Mediterráneum üledékeivel a mélytengeri rétegsorokon keresztül tűnik csak megoldhatónak. A Földközi-tenger (mint neve is nagyszerűen jelzi), egy zárt medencében fekszik, ezért a szárazföldről hatalmas mennyiségű törmelékanyag (folyóvízi üledékek, vulkanikus eredetű lerakódások, hullópor) halmozódik fel a mélytengeri régiókban. Ezeknek a különböző eredetű tengeri üledékeknek a vizsgálatával az egykori környezetfüggő szedimentációs mechanizmusok trendjeit és ritmusait ismerhetjük meg, azt például, hogy melyik forrás mikor volt domináns (Trauth, M.H. et al. 2009). Larrasoana, J.C. et al. (2003) a lerakódott üledékek mágneses tulajdonságait felhasználva, azok hematit-tartalmán keresztül a kiüledő szaharai por mennyiségét vizsgálta, és a térség egyedülálló 3 millió évre visszamenő szaharai por-felhalmozódási adatsorát alkotta meg. Kimutatta, hogy az észak-afrikai forrásterületek porkibocsátása a glaciálisok idején a mainak többszöröse lehetett, melynek hátterében a



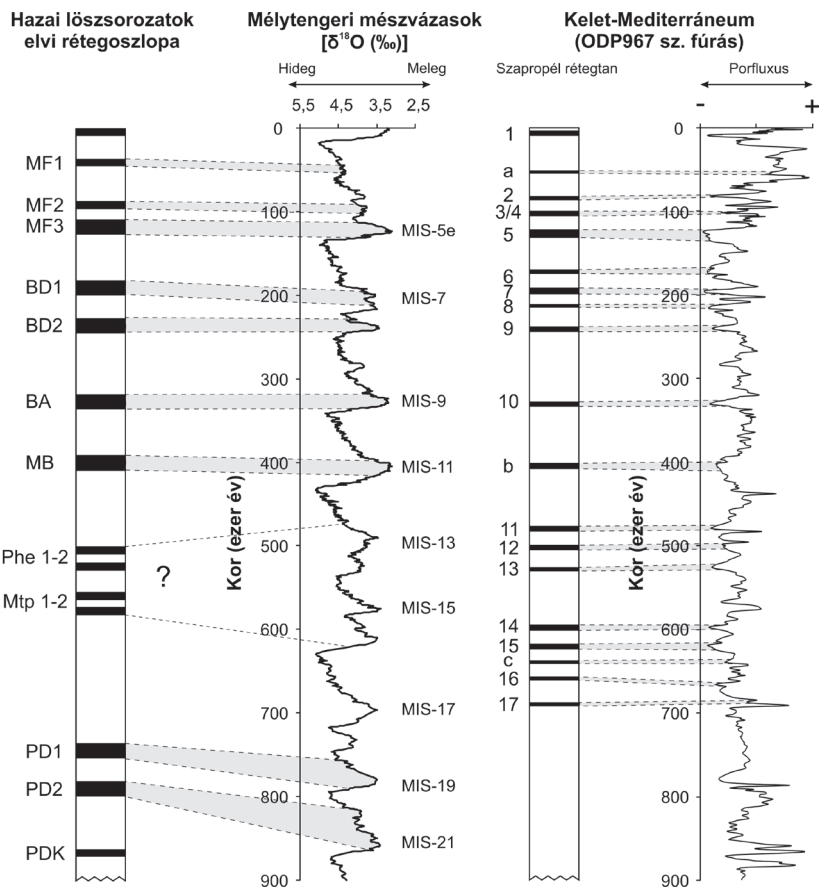


hideg periódusok idején rekonstruálható szélsőségesebb csapadékmin-tázati viszonyok, az erősebb szelek és az arktikus légtömegek gyako-ribb betöréséhez kapcsolódó intenzívebb ciklogenezis áll.

Az interglaciálisok során megnövekedett folyóvízi édesvíz-hozzáadódás a felszínhez közeli és a mélyebb vízrétegek közti függő-leges konvekciót megakadályozta, oxigénhiányos állapotot előidézve ezzel. A nagymennyiségű, tengerfenékre lehulló szerves anyag így nem tudott elbomlani és rothadó iszapként, szapropélként archiválta szá-munkra ezt az időszakot. A mélytengeri hullóporos rétegeket a meleg periódusok szerves anyagban gazdag szapropél horizontjai taglalják (löss-paleotalaj váltakozáshoz hasonló sorozatokat kialakítva így a tengerek alján), melyeket vezérszintként használva a hazai rétegsora-inkat párhuzamosíthatjuk a közvetlen szaharai porfluxust is archiváló földközi-tengeri sorozatokkal (48. ábra).

Az adatsorok párhuzamosítása révén megállapítható, hogy a Szahara területéről kifújt por mennyisége a hazai paleotalajok képző-désekor volt a legalacsonyabb, míg a löszképződéskor a légköri por mennyisége megnőtt. Azonban mintegy 700 és 900 ezer év között nem képződtek szapropélsávok a Földközi-tenger mélyén, amivel párhuza-mosan a szaharai porfluxus mennyisége is egy viszonylag magasabb tartományba került, nagyobb tömegben halmozódott fel szaharai por a tengerben. Ekkor képződtek hazánk területén az idősebb löszöket tagoló, vörös, mediterrán-jellegű paleotalajok, melyek képződésekor a későbbi interglaciálisokhoz viszonyítva melegebb-nedvesebb klíma uralkodott a Kárpát-medencében. Feltehetően a mediterrán klímahatá-sok ekkoriban erősebben jelentkeztek, gyakoribbak lehettek a mediter-rán ciklonok is térségünkben. A nagyobb mennyiségű kibocsátott por és a gyakoribb meridionálissá váló áramlási rendszerek több szaharai eredetű ásványi port is szállíthattak a Kárpát-medencébe, feltételezhe-tően az ekkor képződött talajok alapanyagához a fentebb bemutatott értékeknél több észak-afrikai poranyag adódott hozzá.





48. ábra. Hazai lösssorozatok korrelációja mélytengeri mészvázások $\delta^{18}\text{O}$ adataival, valamint kelet-medierrán tengeri üledékek szapropél sorozatával és szaharai porfluxusával (források: Pécsi, M. és Schweitzer, F. 1995; Gábris, Gy. 2007; Lisiecki, L. és Raymo, M.E. 2005; Kroon, D. et al., 1998; Larrasoña, J.C. et al., 2003).





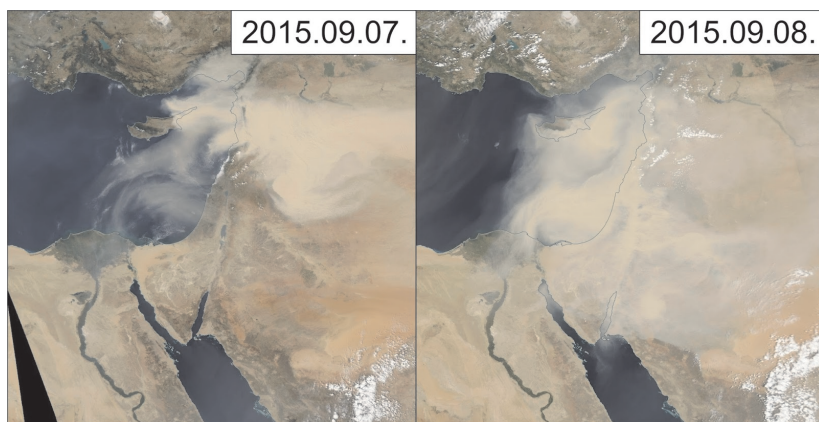
Záró gondolatok a jövőbeni változásokról

A könyvben eddig bemutatott hullóporos eredetű üledékek rétegsorában tettenérhető környezeti és klimatikus változások okai mind-mind természetes folyamatok voltak, nem mehetünk el szó nélkül a jelenleg zajló éghajlatváltozás mellett. Noha a paleoklíma rekonstrukciók során használt proxyk, globális referenciagörbék időbeni felbontása nem összemérhető a recens folyamatok adatsoraiével, azt mindenképpen leszögezhetjük, hogy napjainkban zajló változások dinamikája és sebessége egyedülálló a földtörténeti múlt eseményeihez képest. Az emberi tevékenység során az ipari forradalom óta légkörbe juttatott üvegházhatású gázok éghajlatmódosító hatása és az ehhez kapcsolódó szerteágazó visszacsatolási mechanizmusok állnak mindennek a hátterében.

Szárazság

A melegedéssel együtt jár a fokozottabb evapotranspiráció, így a szárazodás is. A fokozódó szárazság miatt visszaszoruló vegetáció nem köti meg a finomszemcsés konszolidálatlan törmeléket, melyet így a szél könnyebben a légkörbe emel és szállít el. A porviharok gyakorisága és intenzitása megnő, tovább rontva ezzel számos térségben a romló éghajlati viszonyok miatt is hanyatló életszínvonalat. Ezt jól példázta a 2015. szeptember 7-8-án tomboló közel-keleti porvihar is, amikor döntően észak-iraki, szíriai forrásterületekről kiindulva a Kelet-Mediterráneum térségét lepte el a por, a légtömegek Törökországtól Cipruson és Egyiptomon át Szaúd-Arábia területéig jól észlelhetőek voltak a műholdfelvételeken (49. ábra). A porvihar több ember halálához vezetett és több ezren kórházba kerültek légzőszervi panaszokkal. Reptereket zártak be, valamint a lecsökkenő látótávolság miatt az egyiptomi hatóságok négy kikötőt is lezártak a Szezi-csatornán. Az Iszlám Állam elleni légicsapásokat be kellett szüntetni.





49. ábra. Szokatlanul heves porvihar a Közel-Keleten 2015. szeptember 7-8-án (NASA MODIS Terra és Aqua műholdfelvételek).

A Közel-Kelet sivatagos területein viszonylag gyakoriak a porviharok, de hasonlóan nagy kiterjedésű és intenzitású események rendkívül ritkának tekinthetők. Egyes tanulmányok szerint (pl. Notarom M. et al. 2015) a térség meteorológiai viszonyai az elmúlt évek során jelentősen megváltoztak, így a porviharok esetében is átalakulások figyelhetők meg a mintázatokban. A légköri por mennyisége, a poros napok száma és a porviharok gyakorisága rendkívül jó indikátorai a környezeti állapotok megváltozásának.

A Közel-Kelet, és még inkább a „Termékeny félhold” területének éghajlati változásáról és a szárazság fokozódásáról, valamint ennek társadalmi-politikai hatásairól számos neves szaklapban jelentek meg tanulmányok. A Termékeny félhold, mint a civilizáció bölcsője már mintegy 12.000 évvel ezelőtt lehetőséget adott a mezőgazdasági termelés megkezdéséhez. A szárazság több kultúra bukásához is vezetett a múltban. A maják, anasázik vagy épp a Ming dinasztia esetében is jelentős szerep jutott a szárazságnak, de a Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS) tanulmányában (Kelley, C.P. et al. 2015) szereplő térségre vonatkozóan külön érdekes, hogy az akkádok vagy a bizánci birodalom hatalomvesztése is kötődik múltbéli klímaválto-



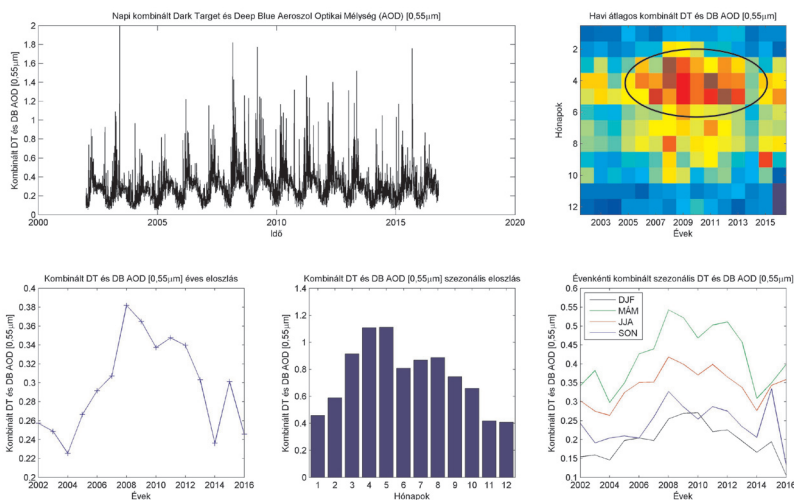


záshoz. Az érintett terület rendkívül érzékenynek nevezhető ebben a tekintetben. Szíriában Háfez el-Aszad elnök a mezőgazdasági termelés fokozására helyezte a hangsúlyt, melyet az egyre szárazabb évek és a rossz talajvíz-gazdálkodás csaknem lehetetlenné tett. A búzatermelés a folyók és az öntözőcsatornák mentén maradt meg, míg a felszín alatti vízkészletekből nyert öntözővízzel fenntartott szántók tönkrementek, mert a szárazság miatt ezen vizek szintje lesüllyedt. Olykor némelyik folyó is kiszáradt. A felszíni lefolyást és leöblítést ugyan lassítaná a füves takaró, de ehhez a gabonafélék nem elegendők. Az állatállomány nagysága is drasztikusan lecsökkent, mert legelő sem nagyon maradt a szárazság miatt. Bassár el-Aszad hatalomra kerülése után az éhínség fokozódott az élelmiszer árak égbe szökésének hatására, mivel támogatások szűntek meg. 2007 és 2010 között a szárazság rekordmértékű volt, és mintegy másfél millió, korábban mezőgazdaságból élő munkás vándorolt a városokba, ahol a feszültség csak tovább nőtt. A már korábban érkezett iraki menekültek és a szárazság hatására megélhetésében ellehetetlenített, városokba áramló vidéki lakosság élelmiszerekkel és alapvető egészségügyi szolgáltatásokkal való ellátása megoldhatatlanná vált, mind az árucikkek, mind a lakások ára megnövekedett.

A PNAS cikk nem új abból a szempontból, hogy a jelenlegi klímaváltozás fokozza a térség szárazodását. Már korábbi tanulmányok is taglalták az ember szerepét ezen környezeti feltételek megváltozásában, és arra jutottak, hogy az üvegházhatású gázok fokozott kibocsátásának hatása a Kelet-Mediterráneum klímájának megváltozásában igen jelentős (Gleick, P.H. 2014). A tanulmány jelentősége abból adódik, hogy a szíriai polgárháború kitörésének számos egyéb társadalmi-politikai-gazdasági okai mellé felsorakoztatja a környezeti viszonyok megváltozását is, melynek háttérében a természetes klímacyklusokon túl az antropogén hatások is ott állnak.

Ennek a száraz időszaknak az egyik vetületeként jelentkezett a porviharok gyakoriságának és intenzitásának a megnövekedése. A NASA MODIS méréseinek különböző algoritmusokkal történő feldolgozásából nyert Aeroszol Optikai Mélység (AOD) adatok alapján a légköri por mennyiségéről is információkat szerezhetünk. Az alábbi,





50. ábra. Műholdas mérések aeroszol optikai mélység (AOD) értékeinek alakulása Szíria területén (a 2007-2010 közötti száraz időszak bekeretelve).

2002. január 1. és 2016. október 17. közötti időszakra számított AOD értékek elemzéséből is kitűnik az a mezőgazdasági termelést több egymást követő tavasszal is lehetetlenné tevő periódus, melynek alapvető szerepe volt a szír polgárháború kialakulásában (50. ábra).

Arktikus amplifikáció

Megbízható műszeres mérési adatokkal az 1880-as évek óta rendelkezünk, azóta a globális átlaghőmérséklet csaknem 1°C -ot emelkedett (IPCC, 2014)). Ennek a melegedésnek a döntő többsége az elmúlt 10-15 évben történt és a térbeli eloszlása sem egyenletes; a poláris területek melegedése többszöröse az alacsonyabb szélességek hőmérsékletváltozásának. A mérsékeltövi ciklontevékenyséért felelős Rossby-hullámok alakulása a meridionális hőmérséklet függvényében változik, minél kisebb ez a különbség, annál lomhább, nagyobb amplitúdójú magaslégköri hullámok képződnek a Francis, J.A. és Vavrus, S.J. (2012) által részletesen tárgyalt arktikus amplifikáció miatt. Ha ez





a szakmai körökben még nem teljes egészében elfogadott összefüggésrendszer valóban így működik, akkor kettős következménye lehet a hazánkat érintő szaharai porviharos eseményekre vonatkoztatva: (1) a lassabb nyugat-keleti irányú mozgás révén tovább fennmarad a porviharos epizód kialakulásáért felelős szinoptikus meteorológiai helyzet; (2) a nagyobb délies kilengése egy ilyen magaslégtörő hullámnak nagyobb valószínűséggel vezet a teknőről lefűződő hidegcsepp létrejöttéhez, mely a legintenzívebb porviharos események hátterében áll.

Ezek úgy tűnnek már meg is jelentek a korábbiakban a Kárpát-medence viszonylatában bemutatott rendkívüli szaharai porviharos események kapcsán, hiszen ezek közül is láttunk több olyat (pl. 2014. február 19., 2014. november 30 – december 1., 2016. február 21.), melynek hátterében a magaslégtörő teknő szokatlanul nagy amplitúdójú déli lehúzóáram okozta az intenzív észak-afrikai kifúvást és a meridi-onális szállítást. Másik esetekben pedig (pl. 2013. április 26 – május 5., 2013. május 29-30.) szokatlanul sokáig fennálló, stacioner légtörő viszonyok, vesztgló ciklonok miatt alakult ki a hosszan elnyúló por-kiülepedéses epizód. És? A fentiek következményei?

Egészségügyi hatások

Végül, de nem utolsó sorban a (fejlődő országokban fokozottabban jelentkező) népességnövekedéssel együttjáróan egyre több ember él légszennyezett környezetben. Földünk népességének több, mint 90%-a olyan helyen él, melynek levegőkörnyezeti viszonyai az Egészségügyi Világszervezet (WHO) szerint nem megfelelőek. Mindezen szennyezett levegőjű térségekben a legsúlyosabb problémát a levegőben lebegő szilárd és folyékony (aeroszol) részecskék, gyűjtőnévükön PM_{10} (10 μm -nél kisebb PM [particulate matter]; „szálló por”) részecskék jelentik. Eredetüket tekintve lehetnek természetesek (ásványi por, tengeri só) és mesterségesek (dízel korom), szervesek (ásványi por, nitrátok, szulfátok, egyéb sók) és szervesek (aromás és alifás szerves vegyületek, halogéntartalmú szerves vegyületek, spórák, gombák), primerek (ásványi por, dízel korom, más égéstermékek) és szekunderek (levegőben, más szennyezőanyagból képződő szulfátok, nitrátok).





Már rövidebb expozíció során is izgatják a nyálkahártyát, köhögést és nehézlégzést váltanak ki. Kis méretüknél fogva ezek, és elsősorban a legapróbb $PM_{2,5}$ ($2,5\ \mu m$ -nél is kisebb) részecskék a tüdő légkócskákba is lejuthatnak, gyulladásos folyamatokat kiváltva ezzel, melyek vérrögösödéshez vezethetnek. Hosszútávon a várható élettartam csökkenését okozza a magas légköri PM-koncentráció; szív- és érrendszeri, valamint légzőszervi betegségek és tüdőrák miatti halálozási kockázatok növekedésével jár együtt a hosszabb expozíció, mely fokozottan veszélyes a gyermekekre, időskorúakra és betegekre.

Összegzésképpen megállapítható, hogy a porviharok által légkörbe juttatott finomszemcsés törmelékek nem csupán, mint érdekes természeti jelenségek okozójaként, hanem mint éghajlati és egyéb környezeti folyamatok alapvető szereplőjeként, a múltbéli változások meghatározó archívumaként, valamint olykor a mindennapi életünket is befolyásoló tényezőként is megjelenik. A jelen folyamatainak segítségével lehetővé válik a múltbéli események pontosabb rekonstrukciója, melyek segítségével a jövőbeni egyre nyilvánvalóbbá váló nagyfokú változásokra vonatkozó előrejelzéseink hibahatárait tudjuk lecsökkenteni.



Felhasznált irodalom

- Ádám L., Marosi S., Szilárd J. 1954. A paksi löszfeltárás. Földrajzi Közlemények 2. (3) 239-254.
- Alpert, P., Ziv, B. 1989. The Sharav Cyclone: Observations and some theoretical considerations. *Journal of Geophysical Research* 94. 18495-18514.
- An, Z. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews* 19. (1-5) 171-187.
- An, Z., Kukla, G., Porter, S.C., Xiao, J. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130 000 years. *Quaternary Research* 36. (1) 29-36.
- Antoine, P., Rousseau, D.D., Fuchs, M., Hatté, C., Gauthier, C., Marković, S.B., Jovanović, M., Gaudenyi, T., Moine, O., Rossignol, J. 2009. High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Vojvodina, Serbia). *Quaternary International* 198. (1-2) 19-36.
- Antoine, P., Rousseau, D.D., Degeai, J.-P., Moine, O., Lagroix, F., Kreutzer, S., Fuchs, M., Hatté, C., Gauthier, C., Svoboda, J., Lisá, L. 2013. High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial–Glacial cycle in Central Europe: the loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic). *Quaternary Science Reviews* 67. 17-38.
- Arimoto, R. 2001. Eolian dust and climate: relationships to sources, tropospheric chemistry, transport and deposition. *Earth-Science Reviews* 54. 29-42.
- Arimoto, R., Kim, Y.J., Kim, Y.P., Quinn, P.K., Bates, T.S., Anderson, T.L., Gong, S., Uno, I., Chin, M., Huebert, B.J., Clarke, A.D., Shinozuka, Y., Weber, R.J., Anderson, J.R., Guazzotti, S.A., Sullivan, R.C., Sodeman, D.A., Prather, K.A., Sokolik, I. N. 2006. Characterization of Asian Dust during ACE-Asia. *Global and Planetary Change* 52. 23-26.
- Arnalds, Ó., Gísladóttir, F.O., Sigurjonsson, H. 2001. Sandy deserts of Iceland: an overview. *Journal of Arid Environments* 47. (3) 359-371.
- Assallay, A.M., Rogers, C.D.F., Smalley, I.J., Jefferson, I.F. 1998. Silt: 2-62 μm , 9-4 Φ . *Earth-Science Reviews* 45. (1-2) 61-88.





- Atalay, I. 1997. Red Mediterranean soils in some karstic regions of Taurus mountains, Turkey. *Catena* 28. (3-4) 247-260.
- Avila, A., Queralt, I., Gallart, F., Martin-Vide, J. 1996. African dust over northeastern Spain: mineralogy and source regions. In: Guerzoni, S. and Chester, R. (Eds.), *The impact of desert dust across the Mediterranean*. Kluwer, Dordrecht, 201-205.
- Bach, W. 1986. Nuclear war: the effects of smoke and dust on weather and climate. *Progress in Physical Geography* 10. (3) 315-363.
- Bagnold, R.A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, 265 p.
- Bangert, M., Nenes, A., Vogel, B., Vogel, H., Barahona, D., Karydis, V., Kumar, P., Kottmeier, C., Blahak, U. 2012. Saharan dust event impacts on cloud formation and radiation over Western Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics* 12. 4045-4063
- Barač, M. 1901. Mittheilungen über den mit dem Regen in der Nacht vom 10. auf den 11. März 1901 in Fiume gefallenen Staub. *Meteorologische Zeitschrift* 18. (10) 463-464.
- Barbour, G.B. 1927. *The loess of China*. Smithsonian Institution, Annual Report for 1926, 279-296.
- Barkan, J., Alpert, P. 2010. Synoptic analysis of a rare event of Saharan dust reaching the Arctic region. *Weather* 65. (8) 208-211.
- Barkan, J., Alpert, P., Kutiel, H., Kishcha, P. 2005. Synoptics of dust transportation days from Africa toward Italy and central Europe. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres* 110, D07208. 14 p.
- Bartholy J., Pongrácz R., Gelybó Gy. 2008a. Milyen mértékű éghajlatváltozás várható a Kárpát-medencében? *Légkör* 53. (2) 19-23.
- Bartholy J., Pongrácz R., Gelybó Gy., Szabó P. 2008b. Milyen mértékű változás várható a Kárpát-medence éghajlati szélsőségeiben a XXI. század végére? *Légkör* 53. (3) 19-24.
- Basart, S., Pérez, C., Nickovic, S., Cuevas, E., Baldasano, J.M. 2012. Development and evaluation of the BSC-DREAM8b dust regional model over Northern Africa, the Mediterranean and the Middle East. *Tellus B* 64. 1-23.
- Beget, J.E. 1996. Teprochronology and paleoclimatology of the last interglacial-glacial cycle recorded in Alaskan loess deposits. *Quaternary International* 34-36. 121-126.





- Beget, J.E., Layer, P., Stone, D., Benowitz, J., Addison, J. 2008. Evidence of permafrost formation two million years ago in Central Alaska. In: Kane, D.L., Hinkel, K.M. (eds.): Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost. University of Alaska, Fairbanks, 95-100.
- Ben Israel, M., Enzel, Y., Amit, R., Erel, Y. 2015. Provenance of the various grain-size fractions in the Negev loess and potential changes in major dust sources to the Eastern Mediterranean. *Quaternary Research* 83. 105-115.
- Berg, L.Sz. 1953. Éghajlat és élet. Akadémiai Kiadó, Budapest, 523 p.
- Bergametti, G., Gomes, L., Coudé-Gaussen, G., Rognon, P., Le Coustumer, M.-N. 1989. African dust over Canary Islands: Source-regions, identification and transport pattern for some summer situations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 94 (D12) 14855-14864.
- Bergametti, G., Gomes, L., Remoudaki, E., Desbois, M., Martin, D., Buat-Ménard, P. 1989. Present transport and deposition patterns of African dusts to the north-western Mediterranean. In: Leinen, M., Sarnthein, M. (Eds.) *Palaeoclimatology and palaeometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*. NATO ASI Series C 282. 227-252.
- Berger, A. és Loutre, M.F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10. 297-317.
- Blank, M., Leinen, M., Prospero, J.M. 1985. Major Asian aeolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western North Pacific. *Nature* 314. 84-86.
- Blott, S.J., Pye, K. 2006. Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape. *Sedimentology* 53. 671-685.
- Blümel, W.D. 1982. Calcretes in Namibia and southeast Spain - relations to sub-stratum, soil formation and geomorphic factors. *Catena Supplement* 1. 67-95.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278. 1257-1266.





- Boomer, I., Aladin, N., Plotnikov, I., Whatley, R. 2000. The palaeolimnology of the Aral Sea: a review. *Quaternary Science Reviews* 19. (13) 1259-1278.
- Bopp, L., Kohfeld, K.E., Le Quere, C. 2003. Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ during glacial periods. *Paleoceanography* 18. 17 p.
- Borbély-Kiss, I., Kiss, Á.Z., Koltay, E., Szabó, G., Bozó, L. 2004. Saharan dust episodes in Hungarian aerosol: elemental signatures and transport trajectories. *Journal of Aerosol Science* 35. (10) 1205-1224.
- Brigham-Grette, J., Carter, L. D. 1992. Pliocene marine transgressions of northern Alaska: circumarctic correlations and paleoclimatic interpretations. *Arctic* 45. 74-89.
- Brimhall, G.H., Lewis, C.J., Ague, J.J., Dietrich, W.E., Hampel, J., Teague, T., Rix, P. 1988: Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. *Nature* 333. 819-824.
- Bronger, A. 1974. Zur Loess-Boden-Stratigraphie und pleistozänen Klimageschichte des Karpatenbeckens unter Berücksichtigung mikromorphologischer und tonmineralogischer Untersuchungen. *Eiszeitalter und Gegenwart* 25. 210-211.
- Bronger, A. 1978. Zur Genese und Verwitterungsintensität fossiler Lössboden in Jugoslawien. In: Bronger, A., Catt, J.A. (eds.): *Paleopedology: nature and application of paleosols*. Cremlingen, 271-281.
- Bronger, A. 2003. Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. *Quaternary International* 106-107. 11-31.
- Bronger, A., Heinkele, T. 1990. Mineralogical and clay mineralogical aspects of loess research. *Quaternary International* 7-8. 37-53.
- Brunnacker, K. 1980. Young Pleistocene loess as an indicator for the climate in the Mediterranean area. In: Sarnthein, M., Seibold, E., Rognon, P. (Eds.) *Sahara and surrounding seas, Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands* 12. 99-113.
- Brunnacker, K., Loek, V. 1969. Löß-Vorkommen in Südostspanien. *Zeitschrift für Geomorphologie* 13, 297-316.
- Bryant, I.D. 1982. Loess deposits in Lower Adventdalen, Spitsbergen. *Polar Research* 2. 93-103.





- Buggle, B., Hambach, U., Glaser, B.- Gerasimenko, N.- Marković, S.B., Glaser, I., Zöller, L. 2009. Stratigraphy, and spatial and temporal paleoclimatic trends in Southeastern/Eastern European loess-paleosol sequences. *Quaternary International* 196. 86-106.
- Bulla B. 1933. Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. *Földrajzi Közlemények* 61. (7-8) 169-201.
- Bulla B. 1933. Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. *Földrajzi Közlemények* 61. 169-201.
- Bulla B. 1934. A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. *Földrajzi Közlemények* 62. 136-149.
- Bulla, B.1938. Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. *Földtani Közlöny* 68. (1-3) 33-58.
- Bullard, J.E., Austin, M.J. 2011. Dust generation on a proglacial floodplain, West Greenland. *Aeolian Research* 3. 43-54.
- Bullen, M.E., Burbank, D.W., Garver, J.I., Abdrakhmatov, K.Y. 2001. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building. *Geological Society of America Bulletin* 113. (12) 1544-1559.
- Busacca, A., Cremaschi, M. 1998. The role of time versus climate in the formation of deep soils of the Apennine Fringe of the Po Valley, Italy. *Quaternary International* 51-52. 95-107.
- Busacca, A.J. 1989. Long Quaternary record in eastern Washington, USA, interpreted from multiple buried paleosols in loess. *Geoderma* 45. (2) 105-122.
- Busacca, A.J. 1991. Loess deposits and soils of the Palouse and vicinity. In: Morrison, R.B. (ed.). *The geology of North America, K-2, Quaternary non-glacial geology; coterminous United States*, Boulder, CO. Geological Society of America, 216-228.
- Bücher, A., Lucas, G. 1984. Sédimentation éolienne intercontinentale, poussières sahariennes et géologie. *Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production* 8. 151-165.
- Catt, J.A. 1988. Soils of the Plio-Pleistocene: do they distinguish types of interglacial? *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B* 318. 539-557.
- Chepil, W.S., Woodruff, N.P. 1957. Sedimentary characteristics of dust storms, visibility and dust concentration. *American Journal of Science* 255. 104-114.
- Cholnoky J. 1902. A futóhomok mozgásának törvényei. *Földtani Közlöny* 32. 6-38.





- Cholnoky J. 1907. A titeli plató. A Kor 2. (20) 41-46.
- Cholnoky J. 1936. A Föld és Élete II. - Ázsia. Franklin-Társulat, Budapest. 675 p.
- Cholnoky J. 1937. Magyarország földrajza. Föld és Élete 6. Budapest, 530 p.
- Cholnoky J. é.n. A sárkányok országából I-II. Franklin-Társulat, Budapest, 328 p.
- Chun, Y., Boo, K.O., Kim J., Park, S.U., Lee, M. 2001. Synopsis, transport, and physical characteristics of Asian dust in Korea. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 106. (D16) 18461-18470.
- Coudé-Gaussen, G. 1983. The present cycle of aeolian desert dusts and the Quaternary peridesert loess sedimentation. *Giornale di Geologia* 45. 167-182.
- Coudé-Gaussen, G. 1991. Les poussières sahariennes: cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques. John Libby Eurotext, Montrouge, 485 p.
- Coudé-Gaussen, G. 1982. Les poussières éoliennes sahariennes. Mise au point. (Saharan aeolian dust. Development). *Revue de Géomorphologie Dynamique* 31. 48-69.
- Coudé-Gaussen, G., Désiré, E., Regrain, R. 1988. Particularité de poussières sahariennes distales tombées sur la Picardie et l'Île-de-France le 7 Mai 1988. *Hommes et terres du Nord* 4. 246-251.
- Coudé-Gaussen, G., Mosser, C., Rognon, P., Tourenq, J. 1982. Une accumulation de loess du Pléistocène supérieur dans le Sud-Tunisien: la coup de Téchine. *Bulletin de la Société Géologique de France* 24. 283-292.
- Cramp, A., O'Sullivan, G. 1999. Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology* 153, 11-28.
- Cremaschi, M. 1990a. Stratigraphy and palaeoenvironmental significance of the loess deposits on Susak Island (Dalmatian archipelago). *Quaternary International* 5. 97-106.
- Cremaschi, M. 1990b. The loess in northern and central Italy; a loess basin between the Alps and the Mediterranean regions. In: Cremaschi, M. (ed): The loess in northern and central Italy; a loess basin between the Alps and the Mediterranean region (guidebook to the excursion in northern and central Italy, September-October 1988). Pubblicazione, Dipartimento de Scienze della Terra dell'Università degli Studi Milano. Sezione di Geologia e Paleontologia, Nuova Serie 602. 15-19.





- Crouvi, O., Amit, R., Enzel, Y., Gillespie, A.R. 2010. Active sand seas and the formation of desert loess. *Quaternary Science Reviews* 29. 2087-2098.
- Crouvi, O., Amit, R., Enzel, Y., Porat, N., Sandler, A. 2008. Sand dunes as a major proximal dust source for late Pleistocene loess in the Negev Desert, Israel. *Quaternary Research* 70. 275-282.
- Czigány Sz. 1997. A beremendi löszfeltárás vizsgálata. *Földrajzi Értesítő* 46. (1-2) 97-103.
- D'Almeida, G.A. 1986. A model of Saharan dust transport. *Journal of Applied Meteorology* 25. (7) 903-916.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jousel, J., Bond, G. 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* 364. 218-220.
- Darwin, C. 1846. An account of the fine dust which often falls on vessels in the Atlantic Ocean. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 2. 26-30.
- De Angelis, M., Gaudichet, A. 1991. Saharan dust deposition over Mont Blanc (French Alps) during the last 30 years. *Tellus B* 43. 61-75.
- Delany, A.C., Parkin, D.W., Griffin, J.J., Goldberg, E.D., Reimann, B.E.F. 1967. Airborne dust collected at Barbados. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31. (5) 885-909.
- Delgado, R., Martin-Garcia, J.M., Oyonarte, C.- Delgado, G. 2003. Genesis of the terrae rossae of the Sierra Gádor (Andalucia, Spain). *European Journal of Soil Science* 54. (1) 1-16.
- deMenocal, P.B. 2004. African climate change and faunal evolution during the Pliocene-Pleistocene. *Earth and Planetary Science Letters* 220. (1-2) 3-24.
- Derbyshire, E. 1978. The middle Hwang Ho loess lands. *The Geographical Journal* 144. (2) 191-194.
- Derbyshire, E. 1983. On the morphology, sediments and origin of the Loess Plateau of central China. In: Gardner, R., Scoging, H. (eds): *Mega-geomorphology*. Clarendon Press, Oxford, 172-194.
- Dezső, J., Raucsik, B., Viczián, I. 2007. Granulometric and mineralogical analysis of karstic fissure filling sediments in the Villány Mts. (S Hungary). *Acta Gographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina (Geology, Geomorphology, Physical Geography Series)* 2. 151-180.





- Dijkmans, J.W.A., Törnqvist, T.E. 1991. Modern periglacial eolian deposits and landforms of the Søndre Strømfjord area, West Greenland and the palaeoenvironmental implications. *Meddelelser om Grønland. Geoscience* 25. 1-39.
- Ding, Z.L., Ranov, V., Yang, S.L., Finaev, A., Han, J.M., Wang, G.A. 2002. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth and Planetary Science Letters* 200. (3-4) 387-400.
- Ding, Z.L., Rutter, N.W., Liu, T.S. 1997. The onset of extensive loess deposition around the G/M boundary in China and its palaeoclimatic implications. *Quaternary International* 40. 53-60.
- Ding, Z.L., Rutter, N.W., Sun, J., Yang, S., Liu, T.S. 2000. Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2.6 Ma over northern China: evidence from grain size records of loess-palaeosol and red clay sequences. *Quaternary Science Reviews* 19. (6) 547-558.
- Ding, Z.L., Sun, J.M., Liu, T.S., Zhu, R.X., Yang, S.L., Guo, B. 1998. Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. *Earth and Planetary Science Letters* 161. (1-4) 135-143.
- Ding, Z.L., Xiong, S.F., Sun, J.M., Yang, S.L., Gu, Z.Y., Liu, T.S. 1999. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152. (1-2) 49-66.
- Dobson, M. 1781. An account of the Harmattan, a singular African wind. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 71. 46-57.
- Dodonov, A.E. 1979. Stratigraphy of the Upper Pliocene-Quaternary deposits of Tadjikistan (Soviet Central Asia). *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22. (1-4) 63-73.
- Dodonov, A.E. 1984. Stratigraphy and correlation of upper Pliocene-Quaternary deposits of Central Asia. In: Pécsi, M. (ed): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*, 11th International Congress on Quaternary (INQUA), Moscow 1982, Hungarian Academy of Sciences, Geographical Research Institute, Theory-Methods-Practice 30. Budapest, 201-212.
- Dodonov, A.E. 2005. The stratigraphic transition and suggested boundary between the Early and Middle Pleistocene in the





- loess record of northern Eurasia. In: Head, M.J., Gibbard, P.L. (eds.): Early-Middle Pleistocene transitions. Geological Society, London, 209-220.
- Dodonov, A.E., Baiguzina, L.L. 1995. Loess stratigraphy of Central Asia: paleoclimatic and paleoenvironmental aspects. *Quaternary Science Reviews* 14. (7-8), 707-720.
- Dong, G., Chen, H., Jing, J., Wang, Y. 1991. Cenozoic paleo-eolian sands in the south marginal area of the Taklimakan Desert. *Glaciers and Environments of West China*. Science Press, Beijing, 42-48.
- Doornkamp, J.C., Brunsden, D., Jones, D.K.C. 1980. *Geology, geomorphology, and pedology of Bahrain*. Geobooks, Norwich, 443 p.
- Draxler, R.R., Hess, G.D. 1997. Description of the HYSPLIT_4 modeling system. NOAA Tech. Memo. ERL ARL-224, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 24 p.
- Draxler, R.R., Rolph, G.D. 2011. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- Draxler, R.R., Rolph, G.D. 2012. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- Durn, G., Ottner, F., Slovenec, D. 1999. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. *Geoderma* 91. (1-2) 125-150.
- Engelstaedter, S., Tegen, I., Washington, R. 2006. North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews* 79. (1-2) 73-100.
- EPICA Community Members. 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429. 623-628.
- Fábián Sz.Á., Kovács J., Varga G. 2002. Újabb sivatagi fénymázás kérgék Magyaror-szágról. *Földrajzi Értesítő* 51. (3-4) 407-412.
- Fábián Sz.Á., Kovács J., Varga G. 2008. Az atkári késő-miocén csontleletről. *Földrajzi Értesítő* 57. (3-4) 249-255.
- Fábián Sz.Á., Schweitzer F., Varga G. 2005. A Pécsi-víz völgyének kialakulása és kora. — In: Dövényi Z., Schweitzer F. (szerk.): *A földrajz dimenziói: tiszteletkötet a 65 éves Tóth Józsefnek*. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 461-472.





- Faustov, S.S., Virina, E.I., Tsatskin, A., Gendler, T.S., Heller, F. 2009. The Matuyama/Brunhes boundary in loess sections in the south of the East European Plain and their correlation on the basis of palaeomagnetic and palaeopedologic data. *Quaternary International* 201. (1-2) 60-66.
- Fedoroff, N., Courty, M.-A. 2013. Revisiting the genesis of red Mediterranean soils. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22. 359-375.
- Fink, J., Haase, G., Ruske, R. 1977. Bemerkungen zur Lösskarte von Europa, 1:2,5 Mio. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 121. (2) 81-94.
- Fink, J., Kukla, G. 1977. Pleistocene climates in Central Europe: at least 17 interglacials after the Olduvai event. *Quaternary Research* 7. (3) 363-371.
- Fiol, L.A., Fornós, J.J., Gelabert, B., Guijarro, J.A. 2005. Dust rains in Mallorca (Western Mediterranean): their occurrence and role in some recent geological processes. *Catena* 63. 64-84.
- Fitzgerald, P.G., Stump, E., Redfield, T.F. 1993. Late Cenozoic uplift of Denali and its relation to relative plate motion and fault morphology. *Science* 259. 497-499.
- Forsten, A., Sharapov S. 2000. Fossil equids (Mammalia, Equidae) from the Neogene and Pleistocene of Tadzhikistan. *Geodiversitas* 22. (2) 293-314.
- Franzén, L.G., Hjelmroos, M., -Kallberg, P., Brorstrom-Lunden, E., Junitto, S., -Savolainen, A. 1994. The yellow snow episode of Northern Fennoscandia, March 1991, a case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds. *Atmospheric Environment* 28. (22) 3587-3604.
- Frezzotti, M., Giraudi, C. 1990. Late glacial and Holocene aeolian deposits and geomorphological features near Roccarso (Abruzzo, central Italy). *Quaternary International* 5. 89-95.
- Froese, D.G., Barendregt, R.W., Enkin, R.J., Baker, J. 2000. Paleomagnetic evidence for multiple Late Pliocene-Early Pleistocene glaciations in the Klondike area, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37. 863-877.
- Frye, J.C., Fent, O.S. 1947. The Late Pleistocene loesses of central Kansas. *Kansas State Geological Survey Bulletin* 70. (3) 29-52.
- Gábris, Gy. 2007. The relation between the time scale of the Quaternary surface processes and oxygen isotope stratigraphy, according





- to the loess-palaeosoil sequences and river terraces in Hungary. *Földtani Közlöny* 137. (4) 515-540.
- Gallissai, R., Peters, F., Basart, S., Baldasano, J.M. 2012. Mediterranean basin-wide correlations between Saharan dust deposition and ocean chlorophyll concentration. *Biogeosciences Discussions* 9. 8611-8639.
- Gallissai, R., Peters, F., Volpe, G., Basart, S., Baldasano, J.M. 2014. Saharan dust deposition may affect phytoplankton growth in the Mediterranean Sea at ecological time scales. *PlosOne* 9. 10.1371/journal.pone.0110762
- Galović, L., Frechen, M., Halamić, J., Durn, G., Romić, M. 2009. Loess chronostratigraphy in Eastern Croatia, A luminescence dating approach. *Quaternary International* 198. (1-2) 85-97.
- Gallagher, T.M. és Sheldon, N.D. 2013. A new paleothermometer for forest paleosols and its implications for Cenozoic climate. *Geology* 41. 647-650.
- Ganor, E., Foner, H.A. 2001. Mineral dust concentrations, deposition fluxes and deposition velocities in dust episodes over Israel. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres* 106. (D16) 18431-18438.
- Gendler, T.S., Heller, F., Tsatskin, A., Spassov, S., Pasquier, J.D., Faustov, S.S. 2006. Roxolany and Novaya Etuliya, key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quaternary International* 152-153. 78-93.
- Genova, N., Meloni, S., Oddone, M., Melis, P. 2001. On the origin of some red soils from Sardinia (Italy): A neutron activation analysis investigation. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 249. 355-360.
- Gerasimov, I.P. 1973. Chernozems, buried soils and loesses of the Russian Plain: their age and genesis. *Soil Science* 116. (3) 202-210.
- Gerasopoulos, E., Kouvarakis, G., Babasakalis, P., Vrekoussis, M., Putaud, J.P., Mihalopoulos, N. 2006. Origin and variability of particulate matter (PM₁₀) mass concentrations over the Eastern Mediterranean. *Atmospheric Environment* 40. (25) 4679-4690.
- Gill, T.E. 1996. Eolian sediments generated by anthropogenic disturbance of playas: human impacts on the geomorphic system and geomorphic impacts on the human system. *Geomorphology* 17. (1-3) 207-228.





- Gillies, J.A., Nickling, W.G., McTainsh, G.H. 1996. Dust concentration and particle-size characteristics of an intense dust haze event: Inland Delta Region, Mali, West Africa. *Atmospheric Environment* 30. (7) 1081-1090.
- Ginoux, P.M., Chin, I., Tegen, I., Prospero, J., Holben, M., Dubovik, O., Lin, S.J. 2001: Global simulation of dust in the troposphere: model description and assessment. *Journal of Geophysical Research*. 106. 20255–20273.
- Ginoux, P.M., Prospero, J.M., Torres, O., Chin M. 2004. Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation. *Environmental Modelling and Software* 19. (2) 113-128.
- Ginzbourg, D., Yaalon, D.H. 1963. Petrography and origin of the loess in the Beer Sheva basin. *Israel Journal of Earth Sciences* 12. (2) 68-70.
- Giraudi, C., Zanchetta, G., Sulpizio, R. 2013. A Late-Pleistocene phase Of Saharan dust deposition in the high apennine mountains (Italy). *Alpine and Mediterranean Quaternary* 26. (2), p. 110-122.
- Gleick, P.H. 2014. Water, Drought, Climate Change, and Conflict in Syria. *Weather, Climate, and Society*, 331-340.
- Goudie, A.S., Middleton, N.J. 2006. *Desert Dust in the Global System*. Springer, 287 p.
- Goudie, A.S., Parker, A.G., Bull, P.A., White, K., al-Farraj, A. 2001. Desert loess in Ras Al Khaimah, United Arab Emirates. *Journal of Arid Environments* 47. (2) 123-135.
- Grahmann, R. 1932. Der Löss der Europa. *Mitteilungun der Gesellschaft für Erdkund zu Leipzig* 1930-1931, 51. 5-24.
- Griffin, D.W., Kellogg, C.A., Shinn, E.A. 2001: Dust in the wind: Long range transport of dust in the atmosphere and its implications for global public and ecosystem health. *Global Change and Human Health* 2. 20-33.
- Grousset, F. E., Ginoux, P., Bory, A., Biscaye, P. E. 2003: Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps. *Geophysical Research Letters* 30. (6) 1277-1280.
- Guerzoni, S., Chester, R., Dulac, F., Moulin, C., Herut, B., Loye-Pliot, M.D., Measures, C., Migon, C. Rossini, P., Saydam, C., Soudine, A., Ziveri, P. 1999. The role of atmospheric deposition





- in the biogeochemistry of the Mediterranean Sea. The role of atmospheric deposition in the biogeochemistry of the Mediterranean Sea 44. 147-190.
- Günster, N., Eck, P., Skowronek, A., Zöller, L. 2001. Late Pleistocene loesses and their paleosols in the Granada Basin, Southern Spain. *Quaternary International* 76-77. 241-245.
- Hahn Gy. 1969. Több mint 100 éves a magyar löszkutatás. *Földtani Kutatás* 12. (3) 29-48.
- Halmi J., Jámor Á., Ravasz-Baranyai L., Vető I. 1982. A Tengelice-2. sz. fúrás földtani eredményei. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 65. (1) 235 p.
- Harrison, S.P., Kohfeld, K.E., Roelandt, C., Claquin, T. 2001. The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. *Earth-Science Reviews* 54. (1-3) 43-80.
- Hay, W.W., Soeding, E., DeConto, R.M., Wold, C.N. 2002. The Late Cenozoic uplift, climate change paradox. *International Journal of Earth Sciences* 91. (5) 746-774.
- Hellmann, G. 1901. Vorläufige Mittheilung über den Staub-Regenfall in Norddeutschland am 11. März 1901. *Meteorologische Zeitschrift* 18. (3) 138-139.
- Hellmann, J.G.G. 1903. Der Staubfalle vom 21 bis 23 Februar 1903. *Meteorologische Zeitschrift* 20. (3) 133-135.
- Henriksson, A. S., Sarnthein, M., Eglinton, G., Poynter, J. 2000: Dimethylsulfide production variations over the past 200 k.y. in the Equatorial Atlantic: a first estimate. *Geology* 28. 499-502.
- Herman, J.R., Bhartia, P.K., Torres, O., Hsu, C., Seftor, C., Celarier, E. 1997. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7 TOMS data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 102. (D14) 16911-16922.
- Hernández, J.L.D., Hernández, J.M.M. 1997. Tasas de deposición de polvo atmosférico en un área semiarida del entorno mediterráneo occidental. *Estudios Geológicos* 53. 211-220.
- Herut, B., Krom, M. 1996. Atmospheric input of nutrients and dust to the SE Mediterranean. In: Guerzoni, S., Chester, R. (Eds.) *The impact of desert dust across the Mediterranean*. Kluwer, Dordrecht, 349-358.
- Herwitz, S.R., Muhs, D.R., Prospero, J.M., Mahan, S., Vaughn, B. 1996. Origin of Bermuda's clay-rich Quaternary paleosols and their





- paleoclimatic significance. *Journal of Geophysical Research* 101. (D18) 23389-23400.
- Hobbs, W.H. 1931. Loess, pebble bands and boulders from glacial outwash of the Greenland continental glacier. *Journal of Geology* 39. 381-385.
- Hobbs, W.H. 1942. Wind, the dominant transportation agent within extramarginal zone to continental glaciers. *The Journal of Geology* 50. (5) pp.556-559.
- Hong, H., Li, Z., Yang, M., Xiao, P., Xue, H. 2009. Kaolin in net-like horizon of laterite in Hubei, south China. *Clay Minerals* 57. 602-615.
- Hoogakker, B.A.A., Rothwell, R.G., Rohling, E.J., Paterne, M., Stow, D.A.V., Herrle, J.O., Clayton, T. 2004. Variations in terrigenous dilution in western Mediterranean Sea pelagic sediments in response to climate change during the last glacial cycle. *Marine Geology* 211. 21-43.
- Horváth, E., Bradák, B. 2014. Sárga föld, lösz, lösz: Short historical overview of loess research and lithostratigraphy in Hungary. *Quaternary International* 319. 1-10.
- Indoitu, R., Orlovsky, L., Orlovsky, N. 2012. Dust storms in Central Asia: Spatial and temporal variations. *Journal of Arid Environments* 85. 62-70.
- IPCC, 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Iriondo, M.H. 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the upper quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 10. (1) 71-79.
- Israelevich, P.L., Levin, Z., Josphe, J.H., Ganor, E. 2002. Desert aerosol transport in the Mediterranean region inferred from the TOMS aerosol index. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres* 107(D21), 4572.
- Ivanova, I.K., Velichko, A.A. 1968. Short note about loesses in the European part of the Soviet Union. In: Schultz, C.B., Frye, J.C. (eds.): *Loess and related eolian deposits of the world*. 7th International Congress on Quaternary (INQUA), Boulder 1965, Report 12, University of Nebraska Press, Lincoln, 345-349.





- Jackson, M.L., Clayton, R.N., Violante, A., Violante, P. 1982. Eolian influence on terra rossa soils of Italy traced by quartz oxygen isotopic ratio. In: van Olphen, H., Veniale, F. (eds.): International Clay Conference, Bologna and Pavia, Italy, September 1981, Elsevier, Amsterdam, 293-300.
- Jaenicke, R., Schütz, L. 1978. Comprehensive study of physical and chemical properties of the surface aerosols in the Cape Verde Islands regions. *Journal of Geophysical Research. Oceans and Atmospheres* 83. (C7) 3585-3599.
- Jahn, R., Zarei, M., Stahr, K. 1991. Genetic implications of quartz in "Terra Rossa"-soils in Portugal. *Proceedings of 7th Euroclay Conference, Dresden*, 541-546.
- Jámbor Á. 1980. A pannoniai képződmények rétegtanának alapvonatkozása. *Általános Földtani Szemle* 14. 113-124.
- Janicot, S., Moron, V., Fontaine, B. 1996. Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters* 23. (5) 515-518.
- Jánossy D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 207 p.
- Jeong, G.Y., Hillier, S., Kemp, R.A. 2008. Quantitative bulk and single-particle mineralogy of a thick Chinese loess-paleosol section: implications for loess provenance and weathering. *Quaternary Science Reviews* 27. (11-12), 1271-1287.
- Johnson, S.Y. 1989. Significance of loessite in the Maroon Formation (Middle Pennsylvania to Lower Permian), Eagle Basin, northwestern Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 59. 782-791.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Altemeier, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin* 94. (3) 341-361.
- Jordanova, N., Jordanova, D., Liu, Q., Hu, P., Petrov, P., Petrovský, E. 2013. Soil formation and mineralogy of a Rhodic Luvisol – insights from magnetic and geochemical studies. *Global and Planetary Change* 110, 397-413.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of American Meteorological Society* 77. 437-471.





- Kelley, C.P., Mohtadi, Sh., Cane, M.A., Seager, R., Kushnir, Y. 2015. Climate change in the Fertile Crescent and implications of the recent Syrian drought. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)* 112. (11) 3241-3246.
- Kemp, R.A., Záráté, M.A. 2000. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology* 47. 3-14.
- Kertész Á., Papp S., Sántha A. 2001. Az aridifikáció folyamatai a Duna-Tisza közén. *Földrajzi Értesítő* 50. (1-4) 115-126.
- Kidson, E. 1930. Dust from Australia. *New Zealand Journal of Science and Technology* 11. (6) 417-418.
- Kis, É., Schweitzer, F. 2010. Dust accumulation and loess formation under the oceanic semiarid climate of Tenerife, Canary Islands. *Hungarian Geographical Bulletin* 59. (2) 207-230.
- Kis, É., Schweitzer, F., Futó, I., Vodila, G., Balogh, J., Di Glédia, M. 2011. Special paleogeographic characteristics and changes in $\delta^{18}\text{O}$ values in Upper Pleistocene deposits of the Moravian Plateau. *Hungarian Geographical Bulletin* 60. (3) 247-259.
- Kiss, P., Jánosi, I., Torres, O. 2007. Early calibration problems detected in TOMS Earth-Probe aerosol signal. *Geophysical Research Letters* 34. (7) L07803. 5 p.
- Kohfeld, K.E., Harrison, S.P. 2001. DIRTMAP: the geological record of dust. *Earth-Science Reviews* 54. (1-3) 81-114.
- Kohfeld, K.E., Harrison, S.P. 2003. Glacial-interglacial changes in dust deposition on the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 22. (18-19), 1859-1878.
- Kohfeld, K.E., Tegen, I. 2007. Record of Mineral Aerosols and Their Role in the Earth System. *Treatise on Geochemistry* 4. (13) 1-26.
- Koloszár L., Marsi I. 1999. Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórágyrög K-i része) negyedidőszaki képződményei. *Földtani Közlöny* 129. (4) 521-540.
- Koltay, E., Borbély-Kiss, I., Kertész, Zs., Kiss, Á.Z., Szabó, Gy. 2006. Assignment of Saharan dust sources to episodes in Hungarian atmosphere by PIXE and TOMS observations. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 267. (2) 449-459.
- Konert, M., Vandenberghe, J. 1997. Comparison of laser grain-size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44. (3) 523-535.





- Kovács, J. 2003. Terrestrial red clays in the Carpathian basin: a palaeoenvironmental approach. *Geomorphologia Slovaca* 3. (2) 86-89.
- Kovács, J. 2008. Grain-size analysis of the Neogene red clay formation in the Pannonian Basin. *International Journal of Earth Sciences* 97. (1) 171-178.
- Kovács, J., Fábrián, Sz.Á., Varga, G., Újvári, G., Varga, Gy., Dezső, J. 2011. Plio-Pleistocene red clay deposits in the Pannonian Basin: A review. *Quaternary International* 240. (1-2) 35-43.
- Kovács, J., Raucsik, B., Újvári, G., Varga, Gy., Varga, A., Ottner, F. (bírálat alatt). Clay mineralogy and chemical weathering of Plio/Pleistocene red clay deposits from Hungary and their paleoclimatological implications. *Turkish Journal of Earth Sciences*.
- Kovács, J., Varga, Gy., Dezső, J. 2008. Comparative study on the Late Cenozoic red clay deposits from China and Central Europe (Hungary). *Geological Quarterly* 52. (4) 369-382.
- Kretzoi M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi sztratigráfiájának vázlata. *Földrajzi Közlemények* 17. (3) 197-204.
- Kretzoi M. 1983. Kontinenstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. *Földrajzi Közlemények* 31. (3-4) 230-240.
- Kriván P. 1955. A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 43. (3) 364-512.
- Kroon, D., Alexander, I., Little, M., Lourens, L.J., Matthewson, A., Robertson, A.H.F. Sakamoto, T. 1998. Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the Eastern Mediterranean during the last 3.2 million years. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C., Camerlenghi, A. (Eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 160, 181-189.
- Kubiëna, W.L. 1953. The soils of Europe: illustrated diagnosis and systematics. Murby, London 317 p.
- Kubilay, N., Nickovic, S., Moulin, C., Dulac, F. 2000. An illustration of the transport and deposition of mineral dust on to the eastern Mediterranean. *Atmospheric Environment* 34. 1293-1303.
- Kubilay, N., Oguz, T., Koçak, M. 2005. Ground-based assessment of Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data for dust transport





- over the northeastern Mediterranean. *Global Biogeochemical Cycles* 19. GB1022
- Kuhlemann, J. 2007. Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Global and Planetary Change* 58. (1-4) 224-236.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., Kázmér, M. 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences* 91. (5) 818-837.
- Kukla, G., Cílek, V. 1996. Plio-Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120. (1-2) 171-194.
- Kukla, G.J. 1978. The classical European glacial stages: correlation with deep-sea sediments. *Transactions of the Nebraska Academy of Sciences* 6. 57-93.
- Kutzbach, J.E., Gallimore, R.G. 1989: Pangean climates: megamonsoons of the megacontinent. *Journal of Geophysical Research* 94. 3341-3357.
- Láng S. 1970. Löszgenetikai kérdések Magyarországon. *Földrajzi Közlemények* 18. 313-324.
- Larrasoana, J.C., Roberts, A.P., Rohling, E.J., Winklhofer, M., Wehausen, R. 2003. Three million years of monsoon variability over the northern Sahara. *Climate Dynamics* 21. 689-698.
- Larrasoana, J.C., Roberts, A.P., Rohling, E.J. 2008. Magnetic susceptibility of eastern Mediterranean marine sediments as a proxy for Saharan dust supply? *Marine Geology* 254. 224-229.
- Lateef, A.S.A. 1988. Distribution, provenance, age and palaeoclimatic record of the loess in central North Iran. In: Eden, D.N., Furkert, R.J. (eds.): *Loess: its distribution, geology and soils*. Balkema, Rotterdam 93-101.
- Lazarenko, A.A. 1984. The loess of Central Asia. In: Velichenko, A.A. (ed.): *Late Quaternary environments in the Soviet Union*. Longman, London, 125-131.
- Le-Bolloch, O., Guerzoni, S., Molinaroli, E. 1996. Atmosphere-ocean mass fluxes at two coastal sites in Sardinia 39-41 degrees N, 8-10 degrees E. In: Guerzoni, S., Chester, R. (Eds.) *The impact of desert dust across the Mediterranean*. Kluwer, Dordrecht, 217-222.





- Leonhard, K.C. von 1823. Charakteristik der Felsarten. Joseph Englemann Verlag, Heidelberg, 772 p.
- Lepple, F.K., Brine, C.J. 1976. Organic constituents in eolian dust and surface sediments from Northwest Africa. *Journal of Geophysical Research* 81. (6) 1141-1147.
- Liao, H., Steinfeld, J.H. 1998. Radiative forcing by mineral dust aerosols: sensitivity to key variables. *Journal of Geophysical Research* 103. 31637–31645.
- Lim, J., Matsumoto, E. 2008. Estimation of aeolian dust flux on Cheju Island, Korea, during the Mid- to Late Holocene. *Quaternary International* 176–177. 104–114.
- Lisiecki, L., Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20. PA1003. 17 p.
- Lisiecki, L., Raymo, M.E. 2007. Plio-Pleistocene climate evolution: trends in obliquity and precession responses. *Quaternary Science Reviews* 26. (1-2) 56-69.
- Liu M., Westphal, D.L., Walker, A.L., Holt, T.R., Richardson, K.A., Miller, S.D. 2007. COAMPS real-time dust storm forecasting during Operation Iraqi Freedom. *Weather and Forecasting* 22. (1) 192-206.
- Liu, Q., Torrent, J., Maher, B.A., Yu, Y., Deng, C., Zhu, R., Zhao, X. 2005. Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 110. B11102 7 p.
- Liu, T.S. et al. 1985. *Loess and the Environment*. China Ocean Press, Beijing, 249 p.
- Liu, T.S., Chang, T. 1964. The 'huangtu' (loess) of China. In: 6th International Congress on Quaternary (INQUA), Warsaw, Report 4, 503-524.
- Liu, T.S., Ding, Z.L., Rutter, N. 1999. Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quaternary Science Reviews* 18. (10-11) 1205-1212.
- Lóczy L. 1886. Jelentés az 1886. évben eszközölt földtani részletes felvételekről. MÁFI évi jelentés, 115 p.
- Lóczy L. 1890. Gróf Széchenyi Béla kelet-ázsiai útjának tudományos eredményei 1877-1881. I. kötet. Az utazáson tett észlelések. Kilián Frigyes egyetemi könyvtáros bizományában. Budapest, 743 p.





- Lóczy L. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. In: Lóczy L. (szerk.): A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. kötet, I. rész, I. szakasz. Magyar Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest, 617 p.
- Lóki J. 2003. A szélerózió mechanizmusa és magyarországi hatásai. MTA doktori értekezés. Debrecen, 264 p.
- Lojze-Pilot, M.D., Martin, J.M., Morelli, J. 1986. Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean. *Nature* 321. 427-428.
- Lu, H., Vandenberghe, J., An, Z. 2001. Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the 'red clay' (north China) as evidenced by grain-size distribution. *Journal of Quaternary Sciences* 16. (1) 89-97.
- Lugn, A.L. 1962. The origin and sources of loess in the central plains and adjoining areas of the central lowland. *University of Nebraska Studies* 26. 105 p.
- Lukashev, K.I., Lukashev, V.K., Dobrovolskaya, I.A. 1968. Lithogeochemical properties of loess in Byelorussia and Central Asia. In: Schultz, C.B., Frye, J.C. (eds.): *Loess and related eolian deposits of the world*, 7th International Congress on Quaternary (INQUA), Boulder 1965, Report 12. University of Nebraska Press, Lincoln p. 232.
- Lun, I.Y.F., Lam, J.C. 2000. A study of Weibull parameters using long-term wind observations. *Renewable Energy* 20. (2) 145-153.
- MacLeod, D.A. 1980. The origin of the red Mediterranean soils in Epirus, Greece. *Journal of Soil Science* 31. (1) 125-136.
- Maher, B.A., Prospero, J.M., Mackie, D., Gaiero, D., Hesse, P.P., Balkanski, Y. 2010. Global connenctions between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews* 99. 61-97.
- Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S.P., Prentice, I.C., Schulz, M., Rodhe, H. 1999: Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research* 104. 15895-15916.
- Mahowald, N.M., Kloster, S., Engelstaedter, S., Moore, J.K., Mukhopadhyay, S., McConnell, J.R., Albani, S., Doney, S.C.,





- Bhattacharya, A., Curran, M.A.J., Flanner, M.G., Hoffman, F.M., Lawrence, D.M., Lindsay, K., Mayewski, P.A., Neff, J., Rothenberg, D., Thomas, E., Thornton, P.E., Zender, C.S. 2010. Observed 20th century desert dust variability: impact on climate and biogeochemistry. *Atmospheric Chemistry and Physics* 10. (22) 10875-10893.
- Mahowald, N.M., Muhs, D.R., Levis, S., Rasch, P.J., Yoshioka, M., Zender, C.S., Luo, C. 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of Geophysical Research* 111. D10202. 22 p.
- Markovic, S.B., Hambach, U., Catto, N., Jovanovic, M., Buggle, B., Machalet, B., Zöller, L., Glaser, B., Frechen, M. 2009. Middle and Late Pleistocene loess sequences at Batajnica, Vojvodina, Serbia. *Quaternary International* 198. (1-2) 255-266.
- Markovic, S.B., McCoy, W.D., Oches, E.A., Savic, S., Gaudenyi, T., Jovanovic, M., Stevens, T., Walther, R., Ivanisevic, P., Galic, Z. 2005. Paleoclimate record in the Upper Pleistocene loess-paleosol sequence at Petrovaradin brickyard (Vojvodina, Serbia). *Geologica Carpathica* 56. (6) 545-552.
- Markovic, S.B., Oches, E., Sümege, P., Jovanovic, M., Gaudenyi, T. 2006. An introduction to the Middle and Upper Pleistocene loess-paleosol sequence at Ruma brickyard, Vojvodina, Serbia. *Quaternary International* 149. (1) 80-86.
- Markovic, S.B., Oches, E.A., Jovanovic, M., Gaudenyi, T., Hambach, U., Zöller, L., Sümege, P. 2004. Paleoclimate record in the Late Pleistocene loess-paleosol sequence at Miseluk (Vojvodina, Serbia). *Quaternaire* 15. (4) 361-368.
- Markovic-Marjanovic, J. 1968. Loess section in the Danube Valley, Yugoslavia, and their importance for the Quaternary stratigraphy of south-eastern Europe. In: Schultz, C.B., Frye, J.C. (eds.): *Loess and related eolian deposits of the world*, 7th International Congress on Quaternary (INQUA), Boulder 1965, Report 12. University of Nebraska Press, Lincoln 261-278.
- Marsi I. 2000. A gránit fedőüledékeinek földtana a Mórággy-rög keleti részén. *A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése*, 1999. 160-170.
- Marsi I., Koloszar L. 2004. A beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményei. *Földtani Közöny* 134. (1.) 75-94.





- Marticorena, B., Bergametti, G. 1996. Two-year simulations of seasonal and interannual changes of Saharan dust emission. *Geophysical Research Letters* 23. (15) 1921-1924.
- Marx, S.K., McGowan, H.A. 2005. Dust transportation and deposition in a superhumid environment, West Coast, South Island, New Zealand. *Catena* 59. (2) 147-171.
- Mason, J.A., Greene, R.S.B., Joeckel, R.M. 2011. Laser diffraction analysis of the disintegration of aeolian sedimentary aggregates in water. *Catena* 87. 107-118.
- Mason, J.A., Jacobs, P.M., Greene, R.S.B., Nettleton, W.D. 2003. Sedimentary aggregates in the Peoria Loess of Nebraska, USA. *Catena* 53. (4) 377-397.
- Matassoni, L., Pratesi, G., Centioli, D., Cadoni, F., Lucarelli, F., Nava, S., Malesani, P. 2011. Saharan dust contribution to PM_{10} , $PM_{2.5}$ and PM_1 in urban and suburban areas of Rome: A comparison between single-particle SEM-EDS analysis and whole-sample PIXE analysis. *Journal of Environmental Monitoring* 13. (3) 732-742.
- Mattson, J.O., Nihlén, T. 1996. The transport of Saharan dust to southern Europe: a scenario. *Journal of Arid Environments* 32. (2) 111-119.
- Mavlyanov, G.A., Islamov, A.I., Nazarov, M.Z., Kasymov, S.M. 1966. Loess rocks in the central and southern parts of Central Asia. In: *Lessovyie porody SSSR*. Nauka, Moskva 221-224.
- Mayhew, D.F. 2012. Revision of the fossil vole assemblage (Mammalia, Rodentia, Arvicolidae) from Pleistocene deposits at Kisláng, Hungary. *Paleontology* 55. (1) 11-29.
- Mays, M.D., Nettleton, W.D., Greene, R.S.B., Mason, J.A. 2003. Dispersibility of glacial loess in particle size analysis, USA. *Australian Journal of Soil Research* 41. (2) 229-244.
- McDonald, E.V., Busacca, A.J. 1998. Unusual timing of regional loess sedimentation triggered by glacial outburst flooding in the Pacific Northwest US. In: Busacca, A., Lilligren, S., Newell, K. (eds.). *Dust aerosols, loess soils and global change: An interdisciplinary conference and field tour on dust in ancient environments and contemporary environmental management*, October 1998, Seattle, Washington, Washington State University College of Agriculture and Home Economics Miscellaneous Publication no. 190. 163-166.





- McTainsh, G.H. 1987. Desert loess in northern Nigeria. *Zeitschrift für Geomorphologie* 31. 145-165.
- McTainsh, G.H., Nickling, W.G., Lynch, A.W. 1997. Dust deposition and particle size in Mali, West Africa. *Catena* 29. 307-322.
- Merino, E., Banerjee, A. 2008 Terra rossa genesis, implications for karst, and eolian dust: A geodynamic thread. *The Journal of Geology* 116. 62-75.
- Miháltz I. 1955. Az 1941. évi porhullás. *Földtani Közlöny* 85. 326-335.
- Milankovich, M. 1920. *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*. Gauthier-Villars, Paris, 339 p.
- Mill, H.R. 1902. The great dust-fall of March 9-12, 1901. *Symons's Meteorological Magazine* 37. (434) 24-26.
- Mill, H.R. 1903. The great dustfall of February, 1903. *Symons's Meteorological Magazine* 38. (446) 21-25.
- Mill, H.R., Lempfert, R.G.K. 1904. The great dust-fall of February 1903, and its origin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 30. (129) 57-73
- Mills, M.M., Moore, C.M., Langlois R., Milne, A., Achterberg, E., Nachtigall, K., Lochte, K., Geider, R.J., La Roche, J. 2008. Nitrogen and phosphorus co-limitation of bacterial productivity and growth in the oligotrophic subtropical North Atlantic, *Limnology and Oceanography*, 53. doi: 10.4319/lo.2008.53.2.0824.
- Molnar, P., England, P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346. 29-34.
- Mori, I., Nishikawa, M., Tanimura, T., Hao, Q. 2003: Change in size distribution and chemical composition of kosa (Asian dust) aerosol during long-range transport. *Atmospheric Environment* 37. 4253-4263.
- Mosley-Thompson, E., Thompson, L.G. 1982. Nine centuries of microparticle deposition at the South Pole. *Quaternary Research* 17. (1) 1-13.
- Moulin, C., Lambert, C.E., Dulac, F., Dayan, U. 1997. Control of atmospheric export of dust by the North Atlantic Oscillation. *Nature* 387. 691-694.
- Muhs, D.R. 2012. The geologic records of dust in the Quaternary. *Aeolian Research* 9. 3-48.





- Muhs, D.R., Bettis, E.A. 2003. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Geological Society of America Special Paper* 370. 53-74.
- Muhs, D.R., Budahn, J., Avila, A., Skipp, G., Freeman, J., Patterson, DeA. 2010. The role of African dust in the formation of Quaternary soils on Mallorca, Spain and implications for the genesis of Red Mediterranean soils. *Quaternary Science Reviews* 29 (19-20) 2518-2543.
- Muhs, D.R., Bush, C.A., Stewart, K.C., Rowland, T.R., Crittenden, R.C. 1990: Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestones of Caribbean and western Atlantic islands. *Quaternary Research* 33. (2) 157-177.
- Nádor, A., Lantos, M., Tóth-Makk, Á., Thamó-Bozsó, E. 2003. Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. *Quaternary Science Reviews* 22. (20) 2157-2175.
- Nagashima, K., Tada, R., Matsui, H., Irino, T., Tani, A., Toyoda, S. 2007. Orbital- and millennial-scale variations in Asian dust transport path to the Japan Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247. (1-2) 144-161.
- Nagy A. 2009. Magyarországra szaharai port szállító időjárási helyzetek elemzése MSG műholdképek alapján. MSc diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest, 82 p.
- Natsagdorj, L., Jugder, D., Chung Y.S. 2003. Analysis of dust storms observed in Mongolia. *Journal of the Korean Meteorological Society* 38. (3) 209-223.
- Nettleton, W.D., Chadwick, O.A. 1996. Late Quaternary, redeposited loess-soil development sequences, South Yemen. *Geoderma* 70. (1) 21-36.
- Nickling, W.G. 1978. Eolian sediment transport during dust storms: Slims River Valley, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15. (7) 1069-1084.
- Nihlén, T., Mattsson, J.O. 1989. Studies on eolian dust in Greece. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 71. 269-274.
- Nihlén, T., Olsson, S. 1995. Influence of eolian dust on soil formation in the Aegean area. *Zeitschrift für Geomorphologie* 39. 341-361.





- Nikiforova, K.V. 1997. The Pliocene and Pleistocene of the European part of the Commonwealth of Independent States. In: Van Couvering, J.A. (ed.): The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary. Cambridge University Press, Cambridge, 221-226.
- Nikolaev, S. 1898. A long-continued dust fog (mgla). Meteorologicheskii vestnik, St. Petersburg 222-273.
- Nissen, K.M., Leckebusch, G.C., Pinto, J.G., Ulbrich, U. 2014. Mediterranean cyclones and windstorms in a changing climate. Regional Environmental Change 14. 1873-1890.
- Nordt, L.C. és Driese, S.G. 2010. A modern soil characterization approach to reconstructing physical and chemical properties of paleo-vertisols. American Journal of Science 310. 37-64.
- Notaro, M., Yu, Y., Kalashnikova, O.V. 2015. Regime shift in Arabian dust activity, triggered by persistent Fertile Crescent drought. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 120. 10229-10249.
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., Bradák, B., Oches, E.A., McCoy, W.D., Stevens, T. 2009. Luminescence and amino acid racemization chronology of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. Quaternary International 198. (1-2) 62-76.
- Nugteren, G., Vandenberghe, J., Van Huissteden, J.K., An, Z. 2004. A Quaternary climate record based on grain size analysis from the Luochuan loess section on the central Loess Plateau, China. Global and Planetary Change 41. (3-4) 167-183.
- Obrucsev, V.A. 1945. Loess types and their origin. The American Journal of Science 243. (5) 256-262.
- Obrucsev, V.A. 1951. Ismerkedés a geológiával. Művelt Nép Könyvkiadó, Budapest, 360 p.
- Okin, G.S., Bullard, J.E., Reynolds, R.L., Ballantine, J.-A.-C., Schepanski, K., Todd, M.C., Belnap, J., Baddock, M.C., Gill, T.E., Miller, M.E. 2011. Dust: Small-Scale Processes With Global Consequences, Eos Trans. AGU, 92. (29) 241-242.
- Oliver, F.W. 1945. Dust-storms in Egypt and their relation to the war period, as noted in Maryut, 1939-45. The Geographical Journal 106. (1-2) 26-49.
- Orlovsky, N., Orlovsky, L. 2001. White sand storms in Central Asia. In: Yang, Y., Squires, V.R., Lu, Q. (eds.): Global Alarm: Dust and Sandstorms from the World's Drylands, United Nations Publication E.02.II.F.50, 169-201.





- Ozer, P., Erpicum, M., Cortemiglia, G.C., Lucchetti, G. 1998. A dustfall event in November 1996 in Genoa, Italy. *Weather* 53. 140-145.
- Paton, T.R. 1978. *The Formation of Soil Material*. George Allen & Unwin Press, London, 143 p.
- Patterson, E.M., Gillette, D.A. 1977. Measurements of visibility vs. mass concentration for airborne soil particles. *Atmospheric Environments* 10. 83-96.
- Pécsi M. 1965a. A basaharci löszfeltárás. *Földrajzi Közlemények* 13. (4) 354-355.
- Pécsi M. 1965b. A mendei löszfeltárás. *Földrajzi Közlemények* 13. (4) 344-345.
- Pécsi M. 1977. A hazai és európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása. *Geonómia és Bányászat*. MTA X. Osztályának Közleményei. 10. (3-4) 183-221.
- Pécsi M. 1984b. Létezik-e egymillió évesnél idősebb valódi lösz? *Földrajzi Értesítő* 33. (4) 347-357.
- Pécsi M. 1993. *Negyedkor és löszkutatás*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 376 p.
- Pécsi M., Gerei L., Schweitzer F., Scheuer Gy., Márton P. 1988. Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában. *Időjárás* 92. (2-3) 75-86.
- Pécsi M., Pécsi-Donáth É., Szabényi E., Hahn Gy., Schweitzer F., Pevzner, M.A. 1977. A magyarországi löszök fosszilis talajainak paleogeográfiai értékelése és tagolása. *Földrajzi Közlemények* 101. (1-3) 94-138.
- Pécsi M., Pevzner, M.A. 1974. Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletben. *Földrajzi Közlemények* 22. (3) 215-224.
- Pécsi, M. 1968. Loess. In: Fairbridge, R.W. (ed.): *The Encyclopaedia of Geomorphology*, Reinhold, New York, 674-678.
- Pécsi, M. 1984a. Is typical loess older than one million years? In: Pécsi, M. (ed.): *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 213-224.
- Pécsi, M. 1990. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International* 7-8. 1-21.
- Pécsi, M., Gerei, L., Schweitzer, F., Scheuer, Gy., Márton, P. 1987. Loess and paleosol sequence in Hungary reflecting cyclic climatic





- deterioration in the Late Cenozoic. In: Pécsi, M. (ed.): Pleistocene Environment in Hungary. Geographic Research Institute, Budapest. 39-57.
- Pécsi, M., Schweitzer, F. 1995. The lithostratigraphical, chronostratigraphical sequence of Hungarian loess profiles and their geomorphological position. In: Pécsi, M., Schweitzer, F. (eds.), Loess InForm 3. Concept of loess, loess-paleosol stratigraphy. MTA FKI, Budapest, 31-61.
- Pécsi, M., Szebényi, E. 1971. Guide-book for loess symposium in Hungary. Budapest-Dunaújváros, 15-19. August 1971. Geographical Research Institute, Budapest 1-34.
- Pécsi, M., Szebényi, E., Schweitzer, F., Pécsi-Donáth, É., Wagner, M., Pevzner, M.A. 1979. Complex evaluation of Dunafoldvár loesses and fossil soils (bio- and lithostratigraphical, paleopedological, thermal- and paleomagnetic investigation). Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 22. (1-4) 513-537.
- Pérez, C., Nickovic, S., Baldasano, J. M., Sicard, M., Rocadenbosch, F., Cachorro, V. E. 2006a. A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modeling. Journal of Geophysical Research Atmospheres 111, D15214, doi:10.1029/2005JD006579
- Pérez, C., Nickovic, S., Pejanovic, G., Baldasano, J.M., Özsoy, E. 2006b. Interactive dust-radiation modeling: A step to improve weather forecasts. Journal of Geophysical Research Atmospheres 111, D16206, doi:10.1029/2005JD006717
- Péwé, T.L. 1955. Origin of the upland silt near Fairbanks, Alaska. Bulletin of the Geological Society of America 66. (6) 699-724.
- Péwé, T.L. 1951. An observation on wind-blown silt. Journal of Geology 59. 399-401.
- Péwé, T.L., Journaux, A., Stuckenrath, R. 1977. Radiocarbon dates and Late-Quaternary stratigraphy from Mamontova Gora, unglaciated central Yakutia, Siberia, USSR. Quaternary Research 8. (1) 51-63.
- Pitty, A. 1968. Particle size of the Saharan dust which fell in Britain in July 1968. Nature 220. (5165) 364-365.
- Porter, S.C. 2001. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle. Earth-Science Reviews. 54. (1-3) 115-128.





- Pósfai, M., Buseck, P.R. 2010. Nature and climate effects of individual tropospheric aerosol particles. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38. 17-43.
- Prins, M.A., Vriend, M. 2007. Glacial and interglacial eolian dust dispersal patterns across the Chinese Loess Plateau inferred from decomposed loess grain-size records. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8. 17 p.
- Prins, M.A., Vriend, M., Nugteren, G., Vandenberghe, J., Lu, H., Zheng, H., Weltje, G.J. 2007. Late Quaternary aeolian dust flux variability on the Chinese Loess Plateau: Inferences from unmixing of loess grain-size records. *Quaternary Science Reviews* 26. (1-2) 230-242.
- Prospero, J.M. 1996. Saharan dust transport over the north Atlantic Ocean and Mediterranean: An overview. In: Guerzoni, S., Chester, R. (eds.): *The impact of desert dust across the Mediterranean*, October 1995, Oristano, Italy, Environmental Science and Technology Library 11, Dordrecht and London: Kluwer, 133-152.
- Prospero, J.M., Bonatti, E., Schubert, C., Carlson, T.B. 1970. Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm. *Earth and Planetary Science Letters* 9. (3) 287-293.
- Prospero, J.M., Ginoux, P.M., Torres, O., Nicholson, S.E., Gill, T.E. 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics* 40. 31 p.
- Prospero, J.M., Lamb, P.J. 2003. African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications. *Science* 302. 1024-1027.
- Prospero, J.M., Nees, R.T. 1986. Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds. *Nature* 320. 735-738.
- Psenner, R. 1999. Living in a dusty world: airborne dust as a key factor for alpine lakes. *Water, Air, and Soil Pollution* 112. (3-4) 217-227.
- Pye, K. 1987. *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, London, 334 p.
- Pye, K. 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews* 14. (7-8) 653-667.





- Querol, X., Alastuey, A., Puigercus, J.A., Mantilla, E., Miro, J.V., Lopez-Soler, A., Plana, F., Artíñano, B. 1998. Seasonal evolution of suspended particles around a large coal-fired power station: particulate levels and sources. *Atmospheric Environment* 32. 1963-78.
- Querol, X., Alastuey, A., Rodríguez, S., Viana, M.M., Artíñano, B., Salvador, P., Mantilla, E., García do Santos, S., Fernandez Patier, R., de La Rosa, J., Sanchez de la Campa, A., Menéndez, M., Gil, J.J. 2004. Levels of particulate matter in rural, urban and industrial sites in Spain. *Science of The Total Environment* 334-335. 359-376.
- Rabassa, J., Coronato, A.M., Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciation and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20. (1-2) 81-103.
- Rabeder, G. 1981. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem alteren Pleistozän von Niederösterreich. *Beiträge zur Paläontologie von Österreich* 8. 1-373.
- Rapp, A. 1984. Are Terra Rossa soils in Europe eolian deposits from Africa? *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhänhlingar* 105. 161-168.
- Rathjens, C. 1928. Löss in Tripolitanien. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin* 5-6. 211-228.
- Ravelo, C.A., Dekens, S.P., McCarthy, M. 2006. Evidence for El Niño-like conditions during the Pliocene. *GSA Today* 16. (3) 4-11.
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Curry, W. 1997. The mid-Pleistocene climate transition: a deep sea carbon isotope perspective. *Paleoceanography* 12. (4) 546-559.
- Rea, D.K. 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: the geologic history of the wind. *Reviews of Geophysics* 32. (2) 159-195.
- Rea, D.K., Hovan, S.A. 1995. Grain size distribution and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: lessons from the North Pacific. *Paleoceanography* 10. (2) 251-258.
- Rea, D.K., Snoeckx, H., Joseph, L.H. 1998. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography* 13. (3) 215-224.





- Rendell, H.M. 1989. Loess deposition during the Late Pleistocene in northern Pakistan. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbände* 76. 247-255.
- Rex, R.W., Goldberg, E.D. 1958. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean. *Tellus* 10. (1) 153-159.
- Rex, R.W., Syers, J.K., Jackson, M.L., Clayton, R.N. 1969: Aeolian origin of quartz grains in soils of Hawaiian Islands and in Pacific pelagic sediments. *Science* 163. 277-279.
- Richthofen, F. von 1882. On the mode of origin of the loess. *Geological Magazine*. 9. 293-305.
- Ridgwell, A.J. 2002: Dust in the Earth system: the biogeochemical linking of land, air and sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 360. 2905-2924.
- Roda, F., Bellot, J., Avila, A., Escarre, A., Pinol, J., Terradas, J. 1993. Saharan dust and the atmospheric inputs of elements and alkalinity to Mediterranean ecosystems. *Water, Air, and Soil Pollution* 66. 277-288.
- Rodríguez, S., Querol, X., Alastuey, A., Kallos, G., Kakaliagou, O. 2001. Saharan dust contributions to PM_{10} and TSP levels in Southern and Eastern Spain. *Atmospheric Environment* 35. (14) 2433-2447.
- Rogora, M., Mosello, R., Marchetto, A. 2004. Long-term trends in the chemistry of atmospheric deposition in northwestern Italy: the role of increasing Saharan dust deposition. *Tellus B* 56. (5) 426-434.
- Rosenfeld, D., Rudich, Y., Lahav, R. 2001: Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 98. 5975-5980.
- Rousseau, D.D., Antoine, P., Hatté, C., Lang, A., Zöller, L., Fontugne, M., Ben Othman, D., Luck, J.M., Moine, O., Labonne, M., Bentaleb, I., Jolly, D. 2002: Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 21. (14-15) 1577-1582.
- Rösner, U. 1989. „Löß“ am Rande der Wüstensteppe? Ein Beitrag zur Frage der Entstehung von Staubsedimenten im Wüstenrandbereich am Beispiel der südsyrischen Basaltlandschaften. *Erdkunde* 43. (4) 233-242.
- Rózycki, S.Z. 1991. Loess and loess-like deposits: evolution of views on the genesis of loess; classical loess provinces; loess of the warm zone. Ossolineum, Wrocław, 170 p.





- Ruddiman, W.F., Kutzbach, J.E. 1989. Forcing of late Cenozoic Northern Hemisphere climate by plateau uplift in Southern Asia and the American West. *Journal of Geophysical Research* 94. (D15) 18409-18427.
- Ruhe, R.V. 1976. Stratigraphy of mid-continental loess, USA. In: Mahaney, W.C. (ed): *Quaternary stratigraphy of North America*. Geographic Monographs 153-167.
- Safonov, P.A. 1898. On the question of the study of mglá in rural economy. *Saratovskaia zemskaja nedelia* 13-14. 1-7.
- Sala, J.Q., Cantos, J.O., Chiva, E.M. 1996. Red dust within the Spanish Mediterranean area. *Climatic Change* 32. 215-228.
- Sandhu, A.S., Westgate, J.A., Preece, S. J., Froese, D.G. 2000. Glass-fission-track ages of Late Cenozoic distal tephra beds in the Klondike district, Yukon Territory. *Yukon Exploration and Geology* 247-256.
- Sanin, N. 1898. On the mglá and its importance in rural economy. *Khoziain* 1025-1028.
- Sassen, K., DeMott, P.J., Prospero, J.M., Poellot, M.R. 2003. Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTALFACE results. *Geophysical Research Letters* 30. 1633, 4 p.
- Schatz, A.-K., Scholten, T., Kühn, P. 2015. Paleoclimate and weathering of the Tokaj (Hungary) loess–paleosol sequence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 426. 170-182.
- Scherf, E. 1936. Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialischer Grundlage. In: *Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien, Sept 1936*. Geologische Landesanstalt. 237-247.
- Schuster, M., Roquin, C., Düringer, P., Brunet, M., Caugy, M., Fontugne, M., Mackeaye, H.T., Vignaud, P., Ghienne, J-F. 2005. Holocene Lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. *Quaternary Science Reviews*. 24. (16-17) 1821-1827.
- Schweitzer F. 1993: Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében, a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. MTA FKI, Budapest. 125 p. (Akadémiai doktori értekezés, kézirat.)
- Schweitzer F. 2001. A Kárpát-medence felsívatagi és sztyeppsíkság formálódása és a messinai sókrízis. *Földrajzi Értesítő* 50. (1-4) 9-31.





- Schweitzer F., Szöör Gy. 1992. Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi „sivatagi kéreg” alapján. Földrajzi Közlemények 116. (3-4) 105-123.
- Schweitzer, F., Szöör, Gy. 1997. Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary. Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 110. 95-105.
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schneiter, D., Baldauf, J.G., Desrairies, A., Homrighausen, R., Huddleston, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krumstiek, K.A.D., Morton, A.C., Murray, J.W., Westberg-Smith, J. 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. Nature 307. 620-623.
- Shaltout, M., Omstedt, A. 2014. Recent sea surface temperature trends and future scenarios for the Mediterranean Sea. Oceanologia 56. 411-443.
- Shao, Y. 2008. Physics and Modelling of Wind Erosion. (2nd Revised and Expanded Edition) Springer, 452 pp.
- Shao, Y., Yang, Y., Wang, J.J., Song, Z.X., Leslie, L.M., Dong, C.H., Zhang, Z.H., Lin, Z.H., Kanai, Y., Yabuki, S., Chun, Y.S. 2003. Real-time numerical prediction of northeast Asian dust storms using an integrated modeling system. Journal of Geophysical Research 108. 4691. 18 p.
- Sheldon, N.D. 2006. Quaternary glacial-interglacial climate cycles in Hawaii. Journal of Geology 114. 367-376.
- Sheldon, N.D. és Tabor, N.J. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. Earth-Science Reviews 95. 1-52.
- Sheldon, N.D., Retallack, G.J., Tanaka, S. 2002. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene-Oligocene boundary in Oregon. Journal of Geology 110. 687-696.
- Shine, K.P., Forster, P.M.D. 1999. The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent development. Global Planetary Change. 20. 205-225.
- Shukla, S.P., Chandler, M.A., Jonas, J., Sohl, L.E., Mankoff, K., Dowsett, H. 2009. Impact of permanent El Niño (El Padre) and Indian





- Ocean Dipole in warm Pliocene climates. *Paleoceanography* 24. PA2221. 12 p.
- Smalley, I.J. 1995. Making the material: the formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits. *Quaternary Science Reviews* 14. (7-8) 645-651.
- Smalley, I.J., Davin, J.E. 1980. The first hundred years, a historical bibliography of New Zealand loess, 1878-1978. Lower Hutt: New Zealand Soil Bureau, Bibliographic Report 28. 166 p.
- Smalley, I.J., Jefferson, I.F., Dijkstra, T.A., Derbyshire, E. 2001. Some major events in the development of the scientific study of loess. *Earth-Science Reviews* 54. (1-3) 5-18.
- Smith, B.J., Wright, J.S., Whalley, W.B. 1991. Simulated aeolian abrasion of Pannonian sands and its implications for the origins of Hungarian loess. *Earth Surface Processes and Landforms* 16. (8) 745-752.
- Smith, B.J., Wright, J.S., Whalley, W.B. 2002. Sources of non-glacial, loess-size quartz silt and the origins of „desert loess“. *Earth-Science Reviews* 59. (1-4) 1-26.
- Sokolik, I.N., Toon, O.B. 1999. Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths. *Journal of Geophysical Research* 104. 9423-9444.
- Solmon, S. (ed.) 2007. *Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 996 p.
- Špoler Čanić, K., Vidič, S., Klaić, Z.B. 2009. Precipitation chemistry in Croatia during the period 1981-2006. *Journal of Environmental Monitoring* 11. (4) 839-851.
- Stevens, T., Markovic, S.B., Zech, M., Hambach, U., Sümegi, P. 2011. Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial-interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 30. (5-6) 662-681.
- Strecker, M.R., Cervený, P., Bloom, A.L., Nalizia, D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°-28°S), Argentina. *Tectonics* 8. 571-534.





- Stuut, J-B.W., Smalley, I., O'Hara-Dhand, K. 2009. Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. *Quaternary International* 198. (1-2) 234-245.
- Sugden, D.E., McCulloch, R.D., Bory, A.J.M., Hein, A.S. 2009. Influence of Patagonian glaciers on Antarctic dust deposition during the last glacial period. *Nature Geoscience* 2. 281-285.
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D.K., An, Z., Vandenberghe, J., Lu, H., Su, R., Liu, T.S. 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its paleoclimatic implications. *Catena* 55. (3) 325-340.
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D.K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z., Su, R. 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology* 152. (3-4) 263-277.
- Sun, D., Shaw, J., An, Z., Chen, M., Yue, L. 1998. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters* 25. (1) 85-88.
- Sun, D., Su, R., Bloemendal, J., Lu, H. 2008. Grain-size and accumulation rate records from Late Cenozoic aeolian sequences in northern China: Implications for variations in the East Asian winter monsoon and westerly atmospheric circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264. (1-2) 39-53.
- Sun, Y., Clemens, S.C., An, Z., Yu, Z. 2006a. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 25. (1-2) 33-48.
- Sun, Y., Lu, H., An, Z. 2006b. Grain size of loess, paleosol, Red Clay deposits on the Chinese Loess Plateau: Significance for understanding pedogenic alteration and paleomonsoon evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241. (1) 129-138.
- Sümegehy J. (1944). A Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása VI. 208 p.
- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., Kallberg, P. 1992. Saharan dust in the Amazon basin. *Tellus B* 44. (2) 133-149.
- Sweeney, M.R., Busacca, A.J., Gaylord, D.R. 2005. Topographic and climatic influences on accelerated loess accumulation since the





- last glacial maximum in the Palouse, Pacific Northwest, USA. *Quaternary Research* 63. (3) 261-273.
- Sweeney, M.R., Busacca, A.J., Richardson, C.A., Blinnikov, M., McDonald, E.V. 2004. Glacial anticyclone recorded in Palouse loess of northwestern United States. *Geology* 32. (8) 705-708.
- Sweeney, M.R., Gaylord, D.R., Busacca, A.J. 2007. Evolution of Eureka Flat: A dust-producing engine of the Palouse loess, USA. *Quaternary International* 162-163. 76-96.
- Szabó J., Lóki J., Tóth Cs., Szabó G. 2007. Természeti veszélyek Magyarországon. *Földrajzi Értesítő* 56. 15-37.
- Szatmári, J. 2005. The evaluation of wind erosion hazard for the area of the Danube-Tisza Interfluve using the Revised Wind Erosion Equation. *Acta Geographica Szegediensis Tomus* 38. 84-93.
- Szépszó, G., Horányi, A. 2008. Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary. *Időjárás* 112 (3-4) 203-231.
- Szoboszlai, Z., Kertész, Z., Szikszai, Z., Borbély-Kiss, I., Koltay, E. 2009. Ion beam microanalysis of individual aerosol particles originating from Saharan dust episodes observed in Debrecen, Hungary. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 267. (12-13) 2241-2244.
- Takemura, T., Uno, I., Nakajima, T., Higurashi, A., Sano, I. 2002. Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia. *Geophysical Research Letters* 29. (24) 2158. 4 p.
- Tarnocai, C., Schweger, C.E. 1991. Late Tertiary and Early Pleistocene paleosols in northwestern Canada. *Arctic* 44. 1-11.
- Taylor, K.C., Lamorey, G.W., Doyle, G.A., Alley, R.B., Grootes, P.M., Mayewski, P.A., White, J.W.C., Barlow, L.K. 1993. The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change. *Nature* 361. 432-436.
- Tegen, I., Lacis, A.A., Fung, I. 1996. The influence of mineral aerosols from disturbed soils on climate forcing. *Nature* 380. 419-422.
- Ternon, E., Guieu, C., Loje-Pilot, M-D., Leblond, N., Bosc, E., Gasser, B., Miquel, J.-C., Martin, 2010. The impact of Saharan dust on the particulate export in the water column of the North Western Mediterranean Sea. *Biogeosciences* 7. 809-826.
- Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27. (3) 322-332.





- Tews, E.K. 1996. Wind erosion rates from meteorological records in eastern Australia 1960-92. B.Sc. thesis, Griffith University
- Thiesen, A.A., Knox, E.G. 1959. Distribution and characteristics of loessial soil parent material in northwestern Oregon. *Soil Science Society of America Proceedings* 23. (5) 385-388.
- Thorp, J. 1950. Distribution of wind-deposited soil materials in the United States. *Bulletin of the Geological Society of America* 61. (12) 1573-1574.
- Tomadin, L., Lenaz, R., Landuzzi, V., Mazzucolletti, A., Vannucci, R. 1984. Wind-blown dust over the central Mediterranean. *Oceanologica Acta* 7. 13-23.
- Torres, O., Bhartia, P.K., Herman, J.R., Ahmad, Z., Gleason, J. 1998. Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 103. (D14) 17099-17110.
- Trauth, M.H., Larrasoana, J.C., Mudelsee, M. 2009. Trends, rhythms and events in Plio-Pleistocene African climate. *Quaternary Science Reviews* 28. 399-411.
- Treasher, R.C. 1925. Origin of the loess of the Palouse region, Washington. *Science* 61. (1583) 469 p.
- Treitz P. 1913. Felhívás a hulló por gyűjtésére. *Földtani Közlöny* 43. (1-3) 89-90.
- Treitz P. 1921. A Nagy-Alföld erdősítése talajtani szempontból. *Erdészeti Lapok Közlönye* 60. (17-20) 311-380.
- Tsatskin, A., Heller, F., Gendler, T.S., Virina, E.I., Spassov, S., Pasquier, J.D., Hus, J., Hailwood, E.A., Bagin, V.I., Faustov, S.S. 2001. A new scheme of terrestrial paleoclimate evolution during the last 1.5 Ma in the Western Black Sea region: integration of soil studies and loess magnetism. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 26. (11-12) 911-916.
- Tsoar, H., Pye, K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology* 34. 134-153.
- Tuck, R. 1938. The loess of the Matanuska Valley, Alaska. *The Journal of Geology* 46(4):647-653.
- Tuck, R. 1940. Origin of the muck-silt deposits of Fairbanks, Alaska. *Bulletin of the Geological Society of America* 51. (9) 1295-1310.
- Twomey, S.A., Piepgrass, M., Wolfe, T. 1984: An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus B* 36. 243-249.





- Újvári G., Páll-Gergely B., Varga Gy. 2011. Előzetes adatok a Gödöllői-dombság porfelhalmozódási és öskörnyezeti viszonyaihoz az utolsó 30 ezer évben. *Archeometriai Műhely* 2. 175-180.
- Újvári, G., Kovács, J., Varga, Gy., Raucsik, B., Marković, S.B. 2010. Dust flux estimates for the Last Glacial Period in East Central Europe based on terrestrial records of loess deposits: a review. *Quaternary Science Reviews* 29. 3157-3166.
- Újvári, G., Stevens, T., Svensson, A., Klötzli, U.S., Manning, C., Németh, T., Kovács, J., Sweeney, M.R., Gocke, M., Wiesenberger, G.L.B., Markovic, S.B., Zech, M. 2015. Two possible source regions for central Greenland last glacial dust. *Geophysical Research Letters* 42(23) 10399-10408
- Újvári, G., Varga, A., Balogh-Brunstad, Z. 2008. Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. *Quaternary Research* 69. (3) 421-437.
- Újvári, G., Varga, A., Ramos, F.C., Kovács, J., Németh, T., Stevens, T. 2012. Evaluating the use of clay mineralogy, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb ages in tracking dust provenance: an example from loess of the Carpathian Basin. *Chemical Geology* 304-305. 83-96.
- Újvári, G., Varga, A., Raucsik, B., Kovács, J. 2014. The Paks loess-paleosol sequence: A record of chemical weathering and provenance for the last 800 ka in the mid-Carpathian Basin. *Quaternary International* 319. 22-37.
- Újvári, G., Kok, J.F., Varga, Gy., Kovács, J. 2016. The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Science Reviews* 154. 247-278.
- Van Dam, J.A. 2006. Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12-3 Ma) aridification in Europe: the use of small mammals as paleoprecipitation proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238. (1-4) 190-218.
- Vandenberghe, J., Renssen, H., van Huissteden, K., Nugteren, G., Konert, M., Lu H., Dodonov, A., Buylaert, J.P. 2006. Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. *Quaternary Science Reviews* 25. (17-18) 2380-2389.
- Varga Gy. 2007. Hasonlóságok a világ legidősebb löszfeltárásai és a Kárpát-medence idős löszei között. *Modern Geográfia*. 2007/2. 19 p.





- Varga Gy. 2010. Gondolatok a porviharok és a klimatikus, környezeti folyamatok összefüggéseiről. *Földrajzi Közlemények* 134. (1) 1–14.
- Varga, A., Újvári, G., Raucsik, B. 2011. Tectonic versus climatic control on the evolution of a loess-paleosol sequence at Beremend, Hungary: an integrated approach based on paleoecological, clay mineralogical, and geochemical data. *Quaternary International* 240. (1-2) 71-86.
- Varga, Gy. 2011. Similarities among the Plio-Pleistocene terrestrial aeolian dust deposits in the world and in Hungary. *Quaternary International* 234. (1-2) 98-108.
- Varga, Gy., Cserhádi Cs., Kovács, J., Szeberényi, J., Bradák, B. 2014b. Unusual Saharan dust events in the Central European Carpathian Basin in 2013 and early 2014. *Weather* 69. 309-313.
- Varga, Gy., Kovács, J., Újvári, G. 2012. Late Pleistocene variations of the background aeolian dust concentration in the Carpathian Basin: an estimate using decomposition of grain-size distribution curves of loess deposits. *Netherlands Journal of Geosciences*. 91. 159-171.
- Varga, Gy., Kovács, J., Újvári, G. 2013 Analysis of Saharan dust intrusions into the Carpathian Basin (Central Europe) over the period of 1979-2011. *Global Planetary Change* 100. 333-342.
- Varga, Gy., Újvári, G., Kovács, J. 2014a. Spatiotemporal patterns of Saharan dust outbreaks in the Mediterranean Basin. *Aeolian Research* 15, 151-160.
- Varga, Gy. 2015. Changing nature of pleistocene interglacials – is it recorded by paleosoils in Hungary (Central Europe)? *Hungarian Geographical Bulletin* 64. (4) 313-322.
- Varga, Gy, Cserhádi, Cs., Kovács, J., Szalai, Z. 2016. Saharan dust deposition in the Carpathian Basin and its possible effects on interglacial soil formation. *Aeolian Research* 22. 1-12.
- Veklich, M.F. 1979. Pleistocene loesses and fossil soils of the Ukraine. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22. (1-4) 35-62.
- Veklich, M.F., Sirenko, N.A. 1984. Inter-regional palaeopedological Pleistocene correlation of the USSR loess regions. In: Pécsi, M. (ed.) : *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols, 11th International Congress on Quaternary (INQUA), Moscow 1982*, Hungarian Academy of Sciences, Geographical Research Institute, *Elmélet, Módszer, Gyakorlat* 30. Budapest, 249-258.





- Vendl A., Takáts A., Földvári A. 1934. Budapest környéki löszről. MTA Matematikai és Természettudományi Értesítő 52. 713-787.
- Vizcaíno, S.F., Farina, R.A., Zárate, M.A., Bargo, M.S., Schultz, P. 2004. Palaeoecological implications of mid-Pliocene faunal turnover in the Pampean Region (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 213. 101-113.
- Volkov, I.A., Zykina, V.S. 1984. Loess stratigraphy in southwest Siberia. In: Velichenko, A.A. (ed.): *Late Quaternary environments in the Soviet Union*, Longman, London, 119-124.
- Volosciuk, C., Maraun, D., Semenov, V. A., Tilinina, N., Gulev, S. K., Latif, M. 2016. Rising Mediterranean Sea Surface Temperatures Amplify Extreme Summer Precipitation in Central Europe. *Scientific Reports*, 6, 32450. <http://doi.org/10.1038/srep32450>
- Vriend, M., Prins, M.A. 2005. Calibration of modelled mixing patterns in loess grain-size distributions: an example from the north-eastern margin of the Tibetan Plateau, China. *Sedimentology* 52. 1361-1374.
- Wacha, L., Pavlaković, M., Novothny, Á., Crnjaković, M., Frechen, M. 2011. Luminescence dating of Upper Pleistocene loess from the Island of Susak in Croatia. *Quaternary International* 234. 50-61.
- Wagenbach, D., Geis, K. 1989. The mineral dust record in a high alpine glacier (Colle Gnifett, Swiss Alps). In: Leinen, M., Sarnthein, M. (Eds.) *Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*. Kluwer, Dordrecht, 543-564.
- Wang, S., Wang, J., Zhou, Z., Shang, K. 2005. Regional characteristics of three kinds of dust storm events in China. *Atmospheric Environment* 39. (3) 509-520.
- Washington, R. -Todd, M., Middleton, N.J., Goudie, A.S. 2003. Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations. *Annals of the Association of American Geographers* 93. (2) 297-313.
- Wehausen, R., Brumsack, H.J. 1998. The formation of Pliocene Mediterranean sapropels: constraints from high-resolution major and minor element studies. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K-C., Richter, C., Camerlenghi, A. (eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results* 160. Collage Station, Texas, 207-217.





- Weltje, G.J. 1997. End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *Journal of Mathematical Geology* 29. (4) 503-549.
- Weltje, G.J., Prins, M.A. 2003. Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics. *Sedimentary Geology* 162. (1-2) 39-62.
- Wendelin, G. 1646. *Pluvia purpurea Bruxellensis* ("A brüsszeli sötét eső"). Parisiis: Apud Ludovicum de Heuqueville p. 26.
- Wendelin, G., Chifflet, J.-J., Gassendi, P. 1647. De caussis naturalibus pluvia purpurea Bruxellensis, clarorum virorum judicia ("A sötét, véres esők természetes okairól"). Ex officina Joannis Mommarti, Bruxellae, p. 103.
- Westgate, J.A., Preece, S.J., Péwé, T.L. 2003. The Dawson Cut Forest Bed in the Fairbanks area, Alaska, is about two million years old. *Quaternary Research* 60. (1) 2-8.
- Westgate, J.A., Stemper, B.A., Péwé, T.L. 1990. A 3 m.y. record of Pliocene-Pleistocene loess interior Alaska. *Geology* 18. (9) 858-861.
- Whipple, K.X. 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience* 2. (2) 97-104.
- Wiggs, G.F.S., O'Hara, S.L., Wegerdt, J., Van der Meer J., Small, I., Hubbard, R. 2003. The dynamics and characteristics of aeolian dust in dryland Central Asia: possible impacts on human exposure and respiratory health in the Aral Sea basin. In: *Proceedings. Dryland Change 2001, August 2001 Upington, South Africa. The Geographical Journal* 169. (2) 142-157.
- Wright, J. 2001a. Making loess-sized quartz silt: data from laboratory simulations and implications for sediment transport pathways and the formatin of „desert” loess deposits associated with the Sahara. *Quaternary International* 76-77. 7-19.
- Wright, J. 2001b. „Desert” loess versus „glacial” loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology* 36. (3-4) 231-256.
- Yaalon, D.H., Dan, J. 1967. Factors controlling soil formation and distribution in the Mediterranean coastal plain of Israel during the Quaternary. In: *Proceedings 7th INQUA Congress, Boulder-Denver, 1965 Quaternary Soils* 9. 322-338.





- Yaalon, D.H., Dan, J. 1974. Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semi-arid desert fringe area of Israel. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* 20. 91-105.
- Yaalon, D.H., Ganor, E. 1973. The influence of dust on soils during the Quaternary. *Soil Science* 116. (3) 146-155.
- Yaalon, D.H. 1997. Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena*. 28. 157-169.
- Yang, S.L., Ding, Z.L. 2004. Comparison of particle size characteristics of the Tertiary „red clay” and Pleistocene loess in the Chinese Loess Plateau: implications for origin and sources of the „red clay”. *Sedimentology* 51. 77-93.
- Yoshino, M. 1992. Wind and rain in the desert region of Xinjiang, northwest China. *Erdkunde* 46. 203-216.
- Young, D.G. 1967. Loess deposits on the west coast of South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 10. (3) 647-658.
- Zárate, M.A. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22. (18-19) 1987-2006.
- Zárate, M.A., Kemp, R.A., Blasi, A.M. 2002. Identification and differentiation of Pleistocene paleosols in the northern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15. 303-313.
- Zeman, A. 1992. New data on the Quaternary at Červený Kopec hill in Brno. *Scripta (Geology)* 22. 123-127.
- Zender, C.S., Bian, H.S., Newman, D. 2003. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 108. 4416. 19 p.
- Zhang, D. 1982. Analysis of dust rain in the historical times of China. *Kexue Tongbao*. 27. 294-297.
- Zhang, X.Y., Gong S., Zhao, T.L., Arimoto, R., Wang, Y., Zhou, Z. 2003. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission. *Geophysical Research Letters* 30. 2272. 4 p.
- Zheng, H., Powell, C.McA., An, Z., Zhou, J., Dong, G. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology* 28. (8) 715-718.
- Zheng, H., Powell, C.McA., Butcher, K., Cao, J. 2003. Late Neogene loess deposition in southern Tarim Basin: tectonic and





- palaeoenvironmental implications. *Tectonophysics* 375. (1-4) 49-59.
- Zhu, Z. 1981. The Aeolian Landforms of the Taklimakan Desert. Science Press, Beijing, 350 p.
- Zolotun, V.P. 1974. Origin of loess deposits in the southern part of the Ukraine. *Soviet Soil Science* 6. (1) 1-12.
- Zubakov, V.A., Borzenkova, I.I. 1990. Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 12. Elsevier, Amsterdam 456 p.





Appendix A

A könyvben bemutatott kutatásokat az Országos Kutatási Alap (OTKA; ma: Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal) támogatta, melyet ezúttal is köszönök. Ennek a projektnek a keretében az alábbi kérdésekre kerestük a választ.

A porviharok és hullóporos szedimentáció szerepe a közép-európai vörösayagok és a lözsorozatokat tagoló vörös paleotalajok kialakulásában

OTKA PD108708 számú projekt összefoglalói

1. A kutatás összefoglalója, célkitűzései szakemberek számára:

A tervezett kutatás célja a porviharok és a hullóporos szedimentáció vörösayagok és löszöket tagoló vörös paleotalajok kialakulásában játszott szerepének a vizsgálata. A Kárpát-medence területének csaknem felét borító, nagyvastagságú lösz-paleotalaj sorozatok – feküjükben gyakran vörösayaggal – a térség elmúlt 3–3,5 millió évében bekövetkezett paleoklimatológiai és ökoszisztémái változásainak egyedülálló archívumai. A késő- és részben a középső-pleisztocén lözsorozatokat tagoló sztyep-, erdőssztyep- és barna erdőtalajok más típusú talajképződési folyamatokhoz köthetők, mint az idősebb vörös, mediterrán-jellegű paleotalajok. Előbbiek a feküjükben található löszből képződtek, míg a vörös talajok kialakulásában hullópor szerepe, az előzetes vizsgálatok alapján, jelentősebb volt; hasonlóan egyes vörösayagokhoz.

A kutatás keretében a Kárpát-medence területéről begyűjtött vörösayag-lösz-paleotalaj, valamint a Földközi-tenger térségéből (pl. Isztria) származó, részben szaharai porból képződött „terra rossa” minták lézeres szemcseeloszlás (granulometriai profil alapján szedimentáció módjának meghatározása), mágneses-szuszeptibilitás (környezeti változások, réteghatárok elkülönítése), pásztázó elektronmikroszkópos (mikromorfológia, szemcsék szállítása), geokémiai és agyagásványtani





(származás, környezet) vizsgálataival elemezném a képződmények alapanyagának származását, figyelembe véve a paleocirkulációs adatokat is. Mindezen adatok és a rétegtani elemzések révén a paleoklimatológiai és öskörnyezeti rekonstrukciók (pl. klímafüggvények, légköri porkoncentráció) korábbi – interglaciálisok során, hullóporos szedimentációval nem számoló – eredményeit pontosítanám.

2. Mi a kutatás alapkérdése?

A kutatás keretében vizsgálnám, hogy a meleg-nedves klímaszakaszokban milyen mértékű lehetett a porhullások intenzitása, melyek során a talaj már nem a fekü képződményekből alakult ki, hanem a felhalmozódó poranyag szingenetikus talajosodásával képződött. Milyen hasonlóságai vannak a Mediterrán-térség, részben szaharai porból képződött „terra rossáinak” képződése és a Kárpát-medence vörös paleotalajainak kialakulása között?

Vizsgálnám, hogy a jelenkori hullóporos események megfigyelései során azonosított kétfajta eolikus szedimentáció típus (epizodikus porviharok és állandó háttérpor) poranyaga hogyan, milyen arányokban jelenik meg a különböző képződményekben. A polimodális szemcseeloszlás-görbék matematikai-statisztikai módszerekkel történő felbontásával és a minták üledékpulációinak tényleges elkülönítésével, külön-külön elemezhetővé válnának a helyi, rövid szállítási idővel rendelkező durvább szemcsék és a távoli, hosszú szállítási periódusú finomfrakciók, lehetőséget teremtve származási kérdések tisztázására. A minták agyag és finom-kőzetliszt méretű szemcséinek detritális és másodlagos származásának kérdését a különböző korú és származási helyű finomszemcsés frakciók összehasonlító elemzése, valamint a recens porkifúvásos események megfigyelései alapján válaszolhatjuk meg.

3. Mi a kutatás jelentősége?

Az interglaciálisok hullóporos szedimentációjának lehetősége számos további, új kérdést vet fel. A lösz-paleotalaj sorozatok esetében alapvető kiindulási pontnak számít napjainkban, hogy a löszök





a glaciálisok során felhalmozódott poranyagból képződtek, míg a paleotalajok a feküből, gyenge mállási, talajosodási folyamatok által. Ha azonban az interglaciálisok idejében is megvolt a megfelelő mértékű porhullás, akkor a rétegtani értelmezéseket újra kell gondolni. Ha a talaj a löszből alakul át, akkor a löszképződés időszakának utolsó szakasza nem jelenik meg löszként a sorozatban. Azonban, ha a talaj alapanyaga a porhullások során halmozódik fel, és alakul át szingenetikusan, akkor a rétegsorban teljes egészében nyomon követhetők ezek a változások. Paleoklimatológiai rekonstrukciók szempontjából éppen a glaciális-interglaciális váltások, a glaciálisok végén bekövetkező gyors felmelegedések kérdését övezik napjainkban intenzív viták.

További vizsgálatokra érdemes a széles körben alkalmazott geokémiai klímáfüggvények és mállási indexek által szolgáltatott hőmérsékleti- és csapadékértékek revideálása. A talajok képződésekor uralkodó viszonyok rekonstruálásakor a detritális és másodlagos üledékkomponensek közül az utóbbiak rendelkeznek releváns környezeti információkkal. Az esetleges hullóporos eredetű agyagásványok mennyiségének meghatározásával jelentős mértékben javíthatnánk minden ezen számítások hibahatárait.

Az elmúlt két évtizedben a környezeti kutatások homlokterébe kerültek a szél által légkörbe jutatott, majd onnan kiülepedő ásványi porral kapcsolatos vizsgálatok. Az éghajlati rendszer aktív komponensei ezek az apró szemcsék, melyek közvetlenül (pl. besugárzás módosítás) és közvetve is (pl. „vastrágyázás”, felhőképződés) befolyással vannak környezetünkre, mégis viszonylag keveset tudunk ezekről a folyamatokról. A földtörténeti múlt egyes szakaszaiban a légköri por mennyiség a mai 1–2 milliárd tonnának a 15–20-szorosa is lehetett, alapvető szerepet játszhatott az éghajlati rendszerben.

Az interglaciálisok nagytávolságú porszállítású epizódjainak rekonstruálása és recens folyamatokkal történő összevetése révén a napjainkban zajló porkifúvásokban játszott antropogén befolyás mértékét ismerhetjük meg.





4. A kutatás összefoglalója, célkitűzései laikusok számára:

A Kárpát-medence területének csaknem felét borítja nagyvastagságú lösztakaró. Az egynemű fakó sárga kőzet alapanyagát a pleisztocén kori intenzív porviharok szállították és ülepítették le. A hideg-száraz éghajlat nem kedvezett a mállási folyamatoknak, így a felhalmozódott poranyagból lösz képződhetett. A meleg-nedves interglaciálisokban a löszréteg felső része talajosodott. Ezek a sötétebb sávok a későbbi glaciálisokban újra eltemetődtek és paleotalajként őrizték meg egykori melegebb klímazakaszt. (A legismertebb hazai lösz-paleotalaj sorozatok a dunai magaspартok rétegsorai, pl. Dunaföldvár, Paks, Dunaszekcső.)

A felmelegedési időszakok nem voltak egységesen meleg-nedves időszakok; a különböző periódusokban különböző talajok képződésének kedveztek a feltételek. A fiatalabb löszökben található talajok sztyep-jellegűek, míg idősebb löszöket (idősebb, mint 650 ezer év) tagoló vörös paleotalajok kialakulása a mai Földközi-tenger térségének mediterrán klímájához hasonló feltételekhez kapcsolható. Ezek a vörös talajok már átmenetet képeznek a legidősebb löszök aljzatában található vörösayagok irányába, melyek képződési környezete még melegebb, még nedvesebb volt.

A vörösayagok és a vörös talajok előzetes vizsgálatai azt valószínűsítik, hogy ezeknek a képződményeknek képződésekor is jelentősek lehettek a porhullások, és a felhalmozódott poranyagból a leülepedés után talajok képződtek. Az alkalmazandó vizsgálati módszerekkel meghatározható az üledékanyag szállításának módja, származása és a leülepedéskor uralkodó éghajlat.





Appendix B

The role of dust storms and aeolian dust deposition in the formation of Central European red clays and red paleosoils in loess sequences

The research project OTKA PD108708 entitled 'The role of dust storms and aeolian dust deposition in the formation of Central European red clays and red paleosoils in loess sequences' officially ended on 31 December 2016, after a prolongation of 4 months (the project started on 1 September 2013).

The project was aimed at (1) determine the parent material of red clays and various paleosoils; (2) evaluate the interglacial dust sources, transportation pathways and sedimentation rate; (3) compare the development of red paleosoils of Carpathian Basin's loess series and Mediterranean "terra rossae"; and (4) increase the accuracy of geochemical climofunction by revealing the role of syngenetic fine-grained dust addition.

To achieve the above mentioned objectives a multi-proxy approach was used by simultaneous application of data from recent (modern observations, measurements and numerical simulations of Saharan dust events) and past (stratigraphic, sedimentary and geochemical data from dust deposits [Hungary; Slovakia; Croatia; Serbia; Italy]) sources. In the course of the project several drawbacks of the widely used laser diffraction measurements have been uncovered, and a brand new grain size and shape analysis technique have been introduced and developed (see the detailed description in the last part of report).

The results of the project were published in 6 peer-reviewed research papers (cumulative impact factor: 7.284) and in a book (in Hungarian); and were presented at major international conferences (DUST2014; Dan H. Yaalon Symposium; EGU2015; EGU2016; Loess2M). To reach a wider audience, results were also published in popular science magazine "Élet és Tudomány (Life and Science)". All details, events, scientific background and results of the project have been published at my homepages and blogs, at <http://porvihar.blogspot.hu/p/nkfi.html> and <http://aeoliandust.blogspot.hu/p/otka.html> and under OTKA tags.





Recent observations of aeolian dust deposition

[Publications: Varga et al., (2014a); Varga et al., (2014b); Varga et al., (2014c); Varga et al., (2016a)]

MED: Based on recent observations, measurements and numerical simulations, nowadays, the aeolian dust deposition has been governed by Saharan dust events in the study area (syngenetic aeolian accumulation of local clayey and silty material can be neglected). Investigations focused on Mediterranean areas indicated that Saharan dust accumulation had a pivotal role in the formation of red soil units in the Pliocene and during past interglacial periods of Pleistocene. To compare the modern (and assess the past interglacial) Saharan dust accumulation in the Mediterranean and in the Carpathian Basin, satellite measurements have been used (for a consistent comparison, we applied the same methodology and database for the Mediterranean studies (Varga et al., 2014a), that we had used in our previous work in the Carpathian Basin (Varga et al., 2013).

This study demonstrates that Saharan dust particles are essential components of the Mediterranean atmosphere, especially during spring and summer seasons (*Fig 1.*). According to our systematic analysis of daily Aerosol Index data matrices, Saharan dust could be identified in 23.5% of all measurements in the Western basin (Alboran and Balearic Seas), in 29.5% in the Central Mediterranean (Tyrrhenian and Ionian Seas, Sea of Sicily) and in 33.75% in the Eastern Mediterranean. Two different types of synoptic situations are associated with Saharan dust outbreaks in the Mediterranean Basin. During spring mineral particles are carried on the foreside of eastward moving low-pressure systems, responsible for dust events in the Central and Eastern Mediterranean sub-basins. Summer dust episodes are found to be connected to the northward migration of the subtropical high-pressure belt. Regarding the formation of southward moving troughs in the Eastern Atlantic, strong SW flow transports dust towards the Western and Central Mediterranean regions. Depending on the different type of meteorological situations, different areas (with different geochemical fingerprints) could serve as dust source regions.



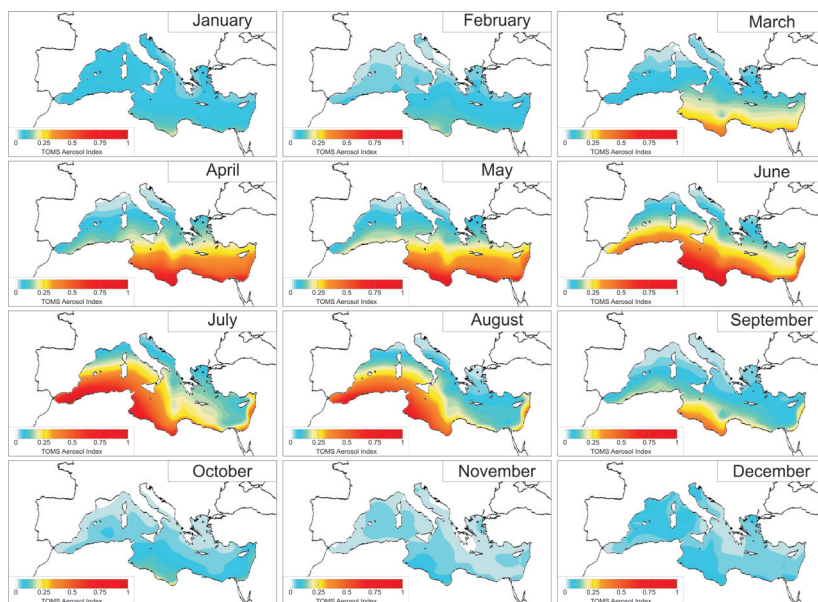


Fig.1. Compiled monthly mean aerosol maps of the Mediterranean study region (Varga et al., 2014a)

CB: In the Carpathian Basin four unusually severe Saharan dust episodes were analysed by a multi-proxy approach, using satellite measurements and images, computer simulations (Barcelona Supercomputing Center DREAM 8b v2.0 model), synoptic meteorological analyses, trajectory calculations, completed also with scanning electron microscopic (SEM) images and grain size measurements (Varga et al., 2014b). The effects (atmospheric dimming; dry and wet deposition, etc.) of these episodes could also be observed by naked eyes. The investigated events were connected to steep pressure gradient between a western low pressure system and a blocking (south) easterly high; the exact location of these pressure centres could be slightly varied. Synoptic meteorological situations during the Central European dust episodes created enhanced meridionality leading to warm incursions in SE and E Europe, while western parts of the continent suffered from unseasonal cold weather. The most intense





dust intrusions were results of southward expanding troughs over W Europe and NW Africa, which created cut-off lows, while one “blood rain” event was caused by a wide, stationary cyclone over Europe and a central Mediterranean dust intrusion generated by a shallow Sharav cyclone. The intensity of the discussed dust events was explained by the unusual stationary behaviour of major pressure systems and blocking mechanisms.

The grain size measurements of the deposited and collected Saharan dust material (with a $6.5\ \mu\text{m}$ modal grain size) agree well with the separated fine-grained, “background dust” sedimentary populations of aeolian dust deposits in the Carpathian Basin. The SEM images of the settled dust material showed that many of quartz grains have irregular and angular shapes with sharp edges, breaks, stepped surfaces and conchoidal fractures, very similar to previously investigated fine-grained red clay and loess grains. These dust events were completed with the analyses of other unusually intense episodes from 2015 and 2016, which were discussed in detailed by Varga et al., 2016 (*Fig 2.*).



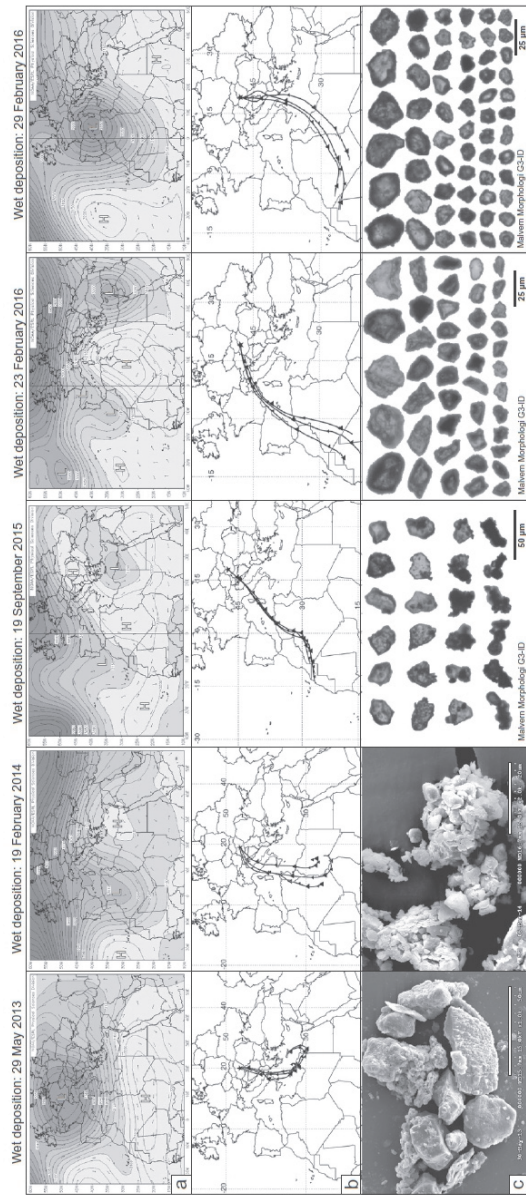


Fig. 2. Intense Saharan dust depositional events in the Carpathian Basin (a: mean geopotential height and wind vectors at 700 hPa during the SDEs; b: trajectories of Saharan dust transport; c: SEM micrographs and Malvern Morphologi G3-ID images of collected dust samples) (Varga et al., 2016a).





Past dust deposition: time-frame, geomorphology, environment

[Publications: Varga, (2015); Bradák et al., (2013); Bradák et al., (2014)]

Loess-paleosol sequences in Hungary (Central Europe) provide insight into the cyclic nature of glacial-interglacial variations of the last 1 million years. The paleosols have been recognized as the product of warmer and moister interglacials, when the (glacial) loess material was altered by chemical weathering and pedogenic processes. The gradual change from oldest red Mediterranean soils via forest and forest-steppe soils to steppe soils represents well the continuous decrease of chemical alteration of interglacial paleosols determined by environmental factors and duration of soil formation. The chronological subdivision of old paleosols is based on the controversial position of Matuyama-Brunhes Boundary (MIS-19), the only reference point, which was placed in the upper part of the PD2 soil (Sartori et al., 1999). However, the correlation of the thick, well-developed, rubefied PD1 paleosol with MIS-17 interglacial is unlikely. According to the studies of Basarin et al. (2014) and Buggle et al. (2014) MIS-17 is represented by the V-S6 fossil Cambisol in Serbia and its iron mineralogical proxies indicate lower temperature and/or more summer precipitation, an unsuitable condition for rubefied brown forest soil formation. Based on these considerations and a recently proposed Danube loess stratigraphic subdivision by Marković et al. (2015) the older red soils are equivalent to PD1: MIS-19; PD2: MIS-21 and PDK: MIS-25.

The loess deposits are generally underlain by the strata of the Tengellic Red Clay Formation, which age is Late Pliocene to Early Pleistocene, and is regarded as a thick paleosol complex, a series of B horizons. The lower, older member of this unit is rich in smectite, mixed-layer smectite/kaolinite and kaolinite, and was developed under a humid subtropical climate. The younger member of the red clay unit includes more fresh material (illite, chlorite) and was formed in a warm Mediterranean-like climate. Similar deposits are known from other sites of the region: Stari Slankamen – Serbia. The detailed granulometric analyses of the red clays show similarity in terms of their bimodal grain-





size distribution patterns with loess horizons. Two main components can be distinguished from the curves. The coarse component (16–63 μm) has positive skewness and leptokurtic kurtosis, the material is well sorted; while the skewness of the fine-grained component (2–8 μm) is also positive, but the kurtosis is platykurtic, poorly sorted. More pronounced secondary maxima were identified in the case of Istrian and South Italian samples, while granulometry of Croatian and Serbian paleosol deposits were fairly similar to the Hungarian samples. The proportion of the fine-grained population is around 31–33% in the red clay samples, 24–25% in the paleosols, and 20–22% in the loess deposits. The Late Miocene deposits (conglomerates, sandstones, sands, clays) eroded from the Eastern Alps and the local Messinian sands could be the source material of the coarse sediment population of the red clays, while the background dust-load is represented in the fine component.

Climate-related paleoweathering conditions have been reflected in the major elemental geochemical composition of paleosol samples, and geochemical transfer functions can be applied to derive mean annual precipitation and mean annual temperature estimates. The quantitative assessment of climatic indicators relies on the selective removal of soluble and mobile elements from the soils compared to the relative enrichment of non-soluble elements. Major element data of the sampled units were used as input of the paleoenvironment indicator geochemical transfer functions to quantify mean annual precipitation and temperature. These kinds of quantitative data on past climate and the stratigraphic data allow us to fit our pedostratigraphic units into a global context. The possibility of significant interglacial aeolian dust deposition is leading to several other questions. According to the classical assumption, the loess deposits have been formed from the depositing dust material, while the paleosols developed from the underlying loess deposits by weak weathering processes. However, intensive interglacial dust accumulation claims a different kind of stratigraphic interpretation. In the first case, when the soils were formed from the underlying deposits, the last period of loess formation could not have been identified as loess layer in the sequence. In the second case, the soils form syngenetically from the falling dust, and all of the





changes are represented in the stratigraphic column. From a paleoclimatic viewpoint, these glacial-interglacial shifts and abrupt warmings of glacial climax periods are one of the most interesting research topics.

The paleoprecipitation and paleotemperature data of the widely used geochemical climofunctions deserve also further reconsideration. The fine-grained populations of deposits are consisting of detrital and secondary particles; only the secondary ones provide relevant information on the environmental properties of the soil formation. By the assessment of the amount of detrital, windblown clay-minerals the result of these reconstructions could be refined significantly.





Possible role of aeolian dust deposition in the formation of interglacial soils

[Varga et al., (2016a)]

Past dust flux estimations are dependent on a reliable chronological framework and sedimentary features of aeolian dust deposits. The local and distant dust material as main sedimentary subpopulations are restored in the bimodal grain size distribution curves; these can be decomposed by using mathematical-statistical methods including parametric curve-fitting deconvolution and end-member modelling algorithms. These two populations of aeolian dust deposits are interpreted as the fine-grained continuous background dust-load of the atmosphere and the coarse-grained product of episodic dust storms, by analogy with grain size data of recent dust observations. The volumetric fraction of fine-grained component is ranging from 8.9% to 31.8%, but in most cases it is between 10% and 15%. Grain size of this sedimentary population is generally below 20 μm . Particle size characteristic of present-day Saharan dust is fairly diverse, but in most cases the dominant component of the transported material is clay and fine silt-sized fraction. The granulometric characteristic of fine-grained fractions of paleosoils and red clay samples were very similar to the collected Saharan dust material.

Sedimentation rate [m/y] is expressed as the quotient of loess thickness [m] and duration of loess formation [y], while the dust flux [$\text{g/m}^2/\text{y}$] is the product of sedimentation rate [m/y] and dry bulk density [kg/m^3]. The calculated total and background dust flux values (by using mass accumulation rates and grain size data) for glacial periods in the Carpathian Basin can be set into the range of 200 to 500 $\text{g/m}^2/\text{y}$ for total, and 25 to 60 $\text{g/m}^2/\text{y}$ for background dust deposition, based on loess deposits (Újvári et al., 2010; Varga et al., 2012). It means, Saharan dust could represent a minor addition to the total amount of glacial loess deposits.

During interglacials, the local dust addition is assumed to have ceased (and the loess accumulation was terminated by the soil formation), at the same time the flux of far-travelled Saharan dust





material is assessed by the estimated modern values of 3.2 to 5.4 g/m²/y and remained as a factor of aeolian sedimentation. Duration and intensity of interglacial soil forming periods were calculated from rescaled and standardized values of different global paleotemperature reference curves by Varga, (2015).

The total Saharan dust contribution to fine-grained population of soil material is the quotient of deposited Saharan dust material and soil mass of fine-grained population. Assuming that in the Pleistocene interglacials the dust deposition was in the same range as now a days (3.2 to 5.4 g/m²/y), the North African exotic dust material can represent 20-30% of clay and fine silt-sized components in the paleosoils (*Fig 3.*).

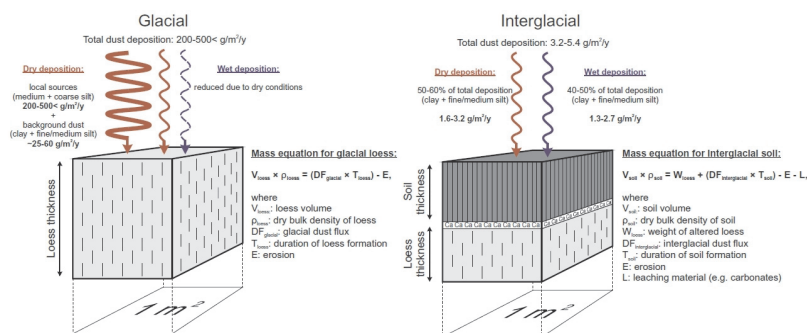


Fig.3. Schematic illustration of glacial and interglacial dust deposition mechanisms (Varga et al., 2016).

Calculations based on recent Saharan dust fluxes can be regarded as an average for Pleistocene interglacials, but the amount of emitted North African dust was higher during certain odd marine isotope stages. There are no proxies for past interglacial deposition in the Carpathian Basin, however, some information is available from the Eastern Mediterranean. By correlation of loess-paleosol series from Central Europe with sapropel sequences of the ODP967 marine core, it was visible that during the formation of the paleosoils, the Saharan dust flux was fairly weak, similar to the present-day conditions. However,





around the Early-Middle Pleistocene transition dust emission from North Africa was also intense during interglacials and there was no sapropel formation in the Eastern Mediterranean. This period overlaps with the formation of red pedogene units in the Carpathian Basin.

The paleoenvironmental reconstructions and sedimentary data indicated that the formation of Early Pleistocene aeolian deposits was primarily determined by changes in the precipitation patterns rather than by glacial-interglacial variations (Varga, 2011). The climate of the Carpathian Basin in the MIS-19-21 warmer-moist periods was standing more under the influence of the Mediterranean compared to later warm phases, which situation also more likely suggests meridional air-flow patterns and more frequent intrusions of Mediterranean cyclones. Relationship between Saharan dust intrusions and large-scale periodical variations (e.g. El Niño Southern Oscillation, North Atlantic Oscillation) is still controversial. However, intense dust emission periods have been simultaneous with major El Niño events according to Prospero and Lamb (2003). This could be an additional factor in the study of Pliocene red windblown dust deposits (e.g. red clays in the Carpathian Basin), because the time of their formation was determined as the so-called ‘El Padre’ global climate pattern, a permanent El Niño-like state (Ravelo et al., 2006; Shukla et al., 2009).

Higher amount of transported and deposited Saharan dust material in the Pliocene is also supported by modern observations by Varga et al. (2014b) and Varga et al. (2016a). The reported synoptic meteorological background of very intense dust episodes were determined by the unusually stationary behaviour of pressure centres and exceptional meridional flow patterns. According to the studies of Francis and Vavrus (2012), the weaker equator-to-pole temperature gradient due to intense warming of polar regions (known as arctic or polar amplification) contribute to a slower eastward progression of Rossby waves, leading to increasing wave amplitudes and enhanced flow meridionality. During Pliocene – which period also offers an opportunity to understand a warmer-than-present world – the polar regions were more warmer and the difference between high and low latitude areas was reduced (Brigham-Grette et al., 2013), suggesting a more dominant role of meridional atmospheric flow patterns.





Development of a new methodological procedure in granulometry of aeolian dust and dust deposits

[Conference presentations: Varga et al., (2015a); Varga et al., (2015b); Varga et al., (2016b); Varga et al., (2016c)]

The results of the development and application of new granulometric investigations have not yet been published in research journals, but the preliminary results were presented on international conferences (Varga et al., 2015, 2016b, 2016c). The research paper '*Granulometric properties of aeolian dust deposits: what are we measuring?*' (working title) is in preparatory and it will be submitted to Q1/D1 scientific journal.

As this part of the project has not yet been discussed in detail in publications, the results will be introduced in the next pages of the report.

Introduction

Determination of granulometric parameters is standing in the focal point of sedimentary studies and it is of growing interest in the Earth sciences. Particle size data of sedimentary deposits provide insights into the physicochemical environment of entrainment, transport, accumulation and post-depositional alterations of sedimentary particles, and are important proxies applied in paleoclimatic reconstructions. It is especially true for aeolian dust deposits with a fairly narrow grain size range as a consequence of extremely selective nature of sediment transport by wind. Therefore, various aspects of aeolian sedimentation (wind strength, distance to source area or possible further source regions and modes of sedimentation and transport) can be reconstructed only from accurate grain size data via a correct sedimentary and paleoclimatic interpretation.

Grain size distribution data obtained from the most widely used particle sizing technique, the laser light scattering measurement provides information on the volumetric amount of particles arranged into ca. 100 size bins ranging from hundreds of nanometres up to





several millimetres in size. However, laser scattering particle size data is indirect information on the sphere equivalent diameter of the particle; the light scattering pattern of the measurements must be transformed by different optical models (Fraunhofer and Mie theories) to attain particle size distribution data.

Not only size, but shape parameters of particles are holding vital information on sedimentary mechanisms (transport and deposition) and post-depositional, environment-related alterations. Automated static imaging was applied to gather direct information on particle size and shape parameters. Image analysis techniques have been applied widely, however previously published studies were carried out on populations with much smaller number of particles. The average particle number of automated imaging measurements is ca. 10^4 - 10^6 particles, which provide us to gain a statistically robust and objective insight into the morphological characteristics of the particles. Various size and shape parameters, as well as optical intensity values of each particle are measured routinely and the number based results are converted to volumetric distributions, so the direct comparison of the results with laser diffraction data is easily feasible. To date, there has been very few data published on automated image analyses of size and shape parameters of sedimentary deposits, so much uncertainty exists about the relationship between the different applied methods.

Material

Samples were collected from key-sites of the Carpathian Basin (Hungary; Croatia; Serbia) with a special attention to the diverse paleosoil members. Soil material were taken from marker pedogene units (MIS-5 to MIS-21) and red clays, while the loess samples were gathered also from young, last glacial (MIS-2) and old, late Lower Pleistocene (MIS-20) strata to investigate the deposits both of the onset and the termination of loess formation in the area.

XRD measurements indicate that quartz (~30-60%), 10Å phases (illite±muscovite±biotite: 20-30% in loess and 10-20% in paleosoil), carbonates and 14Å phases (smectite±vermiculite±chlorite) are the





dominant. Bulk mineral composition data served as basis for optical settings of laser diffraction measurements. Reported refractive indices of loess and soil-forming minerals generally fall within a relatively narrow range, however, the value of absorption coefficient is dependent also on particle shape and surface roughness beside the mineralogical composition. In order to get an overview on particles size distributions and on effects of optical settings, calculations were made with the combination of various refractive indices (1.45-1.6) and absorption coefficients (0.01-1).

Laser light scattering measurements

Laser light scattering particle sizing technique is an indirect estimation of grain size distribution by measuring the angular variation in intensity of light scattered (diffracted, refracted and reflected) and absorbed, as a laser beam passes through a dispersed particulate sample. Grain size distributions of loess and paleosol samples were analysed using three different instruments: Fritsch Analysette 22 Microtec Plus (Fritsch); Horiba Partica La-950 v2 (Horiba) and Malvern Mastersizer 3000 with a Hydro Lv wet dispersion unit (Malvern). Particle size data are determined as volume percentage of particles classed into ~100 logarithmically distributed size bins from several nanometres to millimetres (Fritsch: 0.08-2000 μm [108 size bins]; Horiba: 0.01-3000 μm [93 size bins]; Malvern: 0.01-3000 μm [101 size bins]). Laser light scattering patterns of two light sources (Fritsch: IR 850 nm; green 532 nm; Horiba: red 650 nm; blue LED 405 nm; Malvern: red 633 nm; blue LED: 470 nm) were measured by focal plane detectors, side and backward scattered light detectors.

Automated static image analysis procedure

Automated imaging provides a unique technique to gather direct information on granulometric characteristics of particles. Granulometric data obtained from automatic image analysis of Malvern Morphologi





G3-ID is a rarely applied new technique for particle size and shape analyses in sedimentary geology (*Fig 4.*). Sedimentary particles are dispersed with an instantaneous pulse of compressed air onto a flat glass to consistently orienting them with their largest area facing to the camera. In contrast during laser diffraction measurements, the random orientation of some lamellar shaped clay minerals could lead to a significant underestimation of grain size. Size and shape data of 10^4 - 10^6 individual particles are automatically recorded for each sample from the captured high-resolution images. Several size (e.g. circle-equivalent diameter, major axis, length, width, area) and shape parameters (e.g. elongation, circularity, convexity) are calculated by the instrument software. At the same time the mean light intensity measured after transmission through each particle is automatically recorded by the system as a proxy of optical properties of the material providing further information. Mean intensity values are dependent on chemical composition and/or thickness of the particles, while standard deviations of intensities are linked to heterogeneity of particle constitution and surface morphology.

Image analysis-based measurements are organized into a number-based database. All of the particles have their own identity number (ID), which is the primary key in the data matrix. Each row represents one particle and the columns of the table are the size and shape parameters. The large number of measured particles ensures the statistically robust and objective insight into the granulometric characteristics of the samples. To get a grain size distribution, the individual CE diameter data are classified into grain size bins (to make the comparison easier and more representative, we used the logarithmic size bins of the laser diffraction measurements). The number-based distribution curves can be converted easily into volume- or surface area-weighted distributions by using the central values of size bins as diameters.

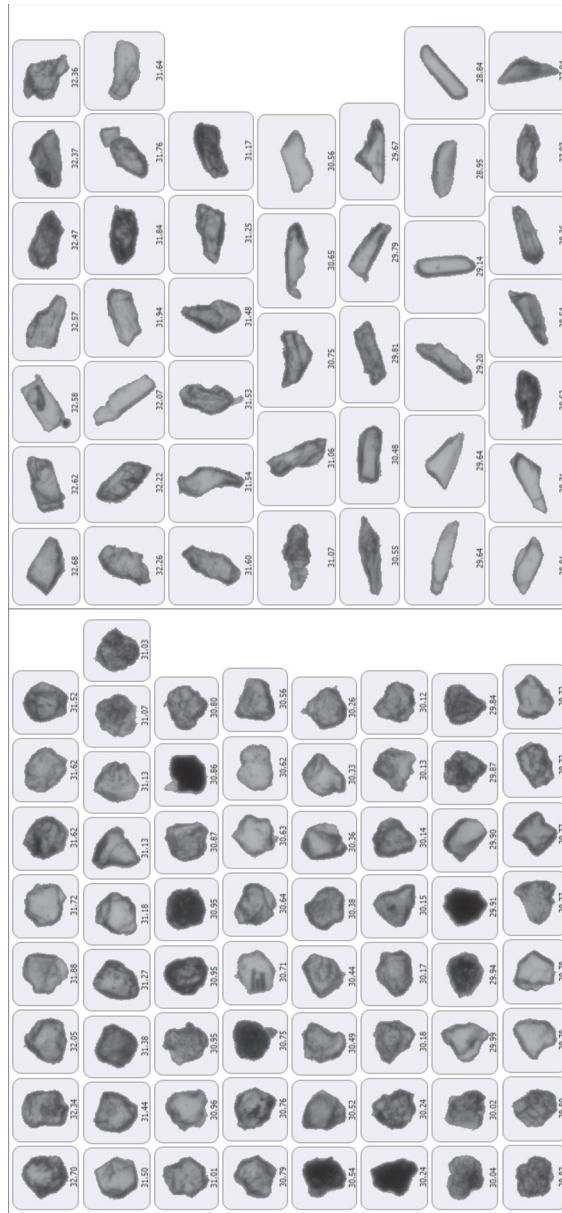


Fig. 4. Malvern Morphologi G3-ID images of paleosol particles with similar circle-equivalent (CE) diameter; but various circularity parameters.



Scanning electron microscopy

Scanning electron microscopy uses a focused beam of electrons to form magnified images which are high contrast and extremely sharp suitable for particle surface morphology characterization. Size and shape of individual particles can be accurately assessed by image analysis software and it is considered as a direct and absolute measure of particle size (*Fig 5.*). The main drawback of this method is the relatively small population of analysed particles (a few hundred).

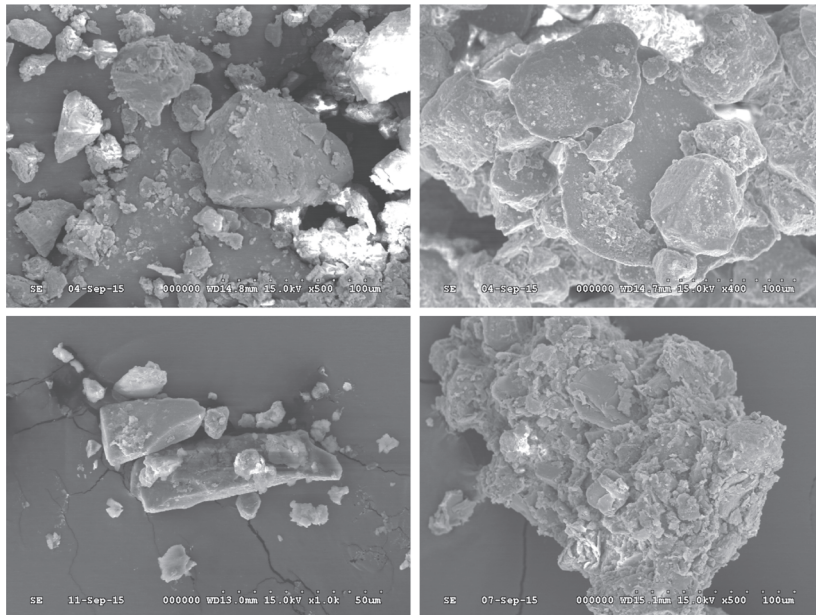


Fig.5. SEM micrographs of silt-sized particles from paleosol samples.

Results

Laser scattering measurements show that the majority of mineral particles of the samples fall into silt ranges with minor clay and very fine sand components (*Fig 6.*). All of the loess grain size distribution



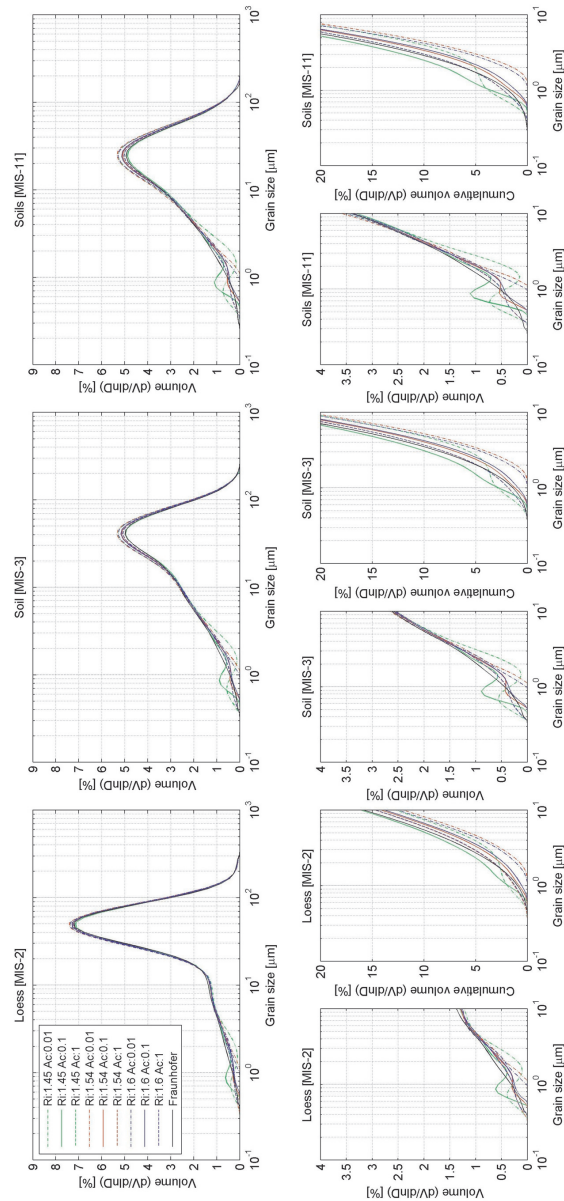


Fig.6. Grain size distributions of different samples and detailed analyses of fine-grained fractions.



curves have fairly similar, uniform shape patterns with definite positive skewness (asymmetry into the direction of coarse fractions), unimodality (or weakly developed bimodality) and leptokurtic kurtosis. The pronounced maximum in medium and coarse silt fraction and a tail or shoulder in the clay and fine silt components indicate a primary aeolian depositional environment. Paleosoils have more complex granulometric profile with slightly lower mean and modal grain size, higher clay-content, slightly modest kurtosis and a more distinct clay/fine silt shoulder compared to underlying loess.

The differences of various settings are clearly visible in case of finer size fractions, but there are no significant differences in the medium and coarse silt content (therefore it has minor effect on the mode of distribution curves). Optical setting changes are able to create an additional maximum in the submicron fractions, which lead to an increase in the clay-sized fraction. The separate effects of various refractive index (Ri) and absorption coefficient (Ac) settings were also analysed. In the case of the Ri effect analyses, the Ac values were held constant at 0.01, 0.1 and 1, while Ri values were varied between 1.45 and 1.6. (Fig 7.) The Ri settings significantly affected the grain size distribution, particularly $Ri < 1.5$; however Ri effect was less pronounced in the case of higher values, which are leading to an almost constant clay content after a persistent decrease. In order to analyze the effect of Ac settings the Ri value was held constant at 1.54, and the Ac values were varied between 0.01 and 1 (from almost transparent to totally opaque). While the Ri values of most soil-forming minerals can be found in the literature, their Ac values are neither available nor cannot be measured precisely in case of relatively small particles (e.g. clay minerals).

Image analysis grain size results have indicated underestimation of clay and fine silt fractions compared to laser diffraction measurements. The measured CE diameter of image analysis is calculated from the acquired two-dimensional image of the particle. It is assumed that the instantaneous pulse of compressed air disperse the sedimentary particles onto the glass slide with a consistent orientation with their largest area facing to the camera. However, this is only one outcome of infinite possible projections of a three-dimensional object and it cannot



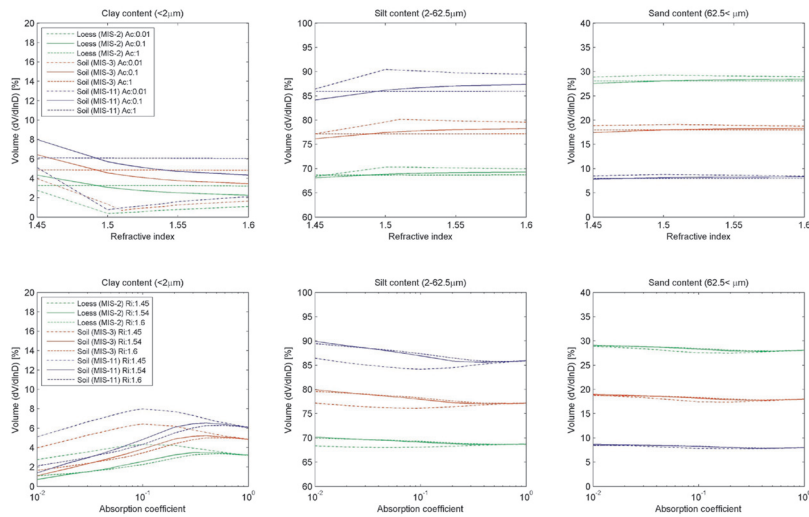


Fig.7. Analyses of separate effects of refractive indices and absorption coefficients on grain size fractions.

be regarded as a representative one. To demonstrate and quantify this distortion, we have made calculations with randomly rotated (simple) three-dimensional geometric solids. It is visible that onto XY-plane projected areas are dependent on two major factor: (1) rotation angles (α_x ; α_y); and (2) shape parameters (edge-ratios) of the objects. To determine the effect of rotation angles on projected areas, the α_x and α_y angles were modified from 0° to 179° and the projected areas were calculated for every rotation angle-pairs. The mean value of the rotation-dependent XY-plane projected areas represents the orientation-averaged projected area of a random oriented object.

Shape parameters of the solids were quantified based on the edge-ratios. Platyness (z/y) and aspect ratios (y/x) were chosen from 0.1 to 1 (0.1; 0.5 and 1 combinations are presented here at Fig. 8. and Table 1.), while the volume of the solids was a constant $1\mu\text{m}^3$. The introduced CE_{rot} ratio is the quotient of the largest face area-



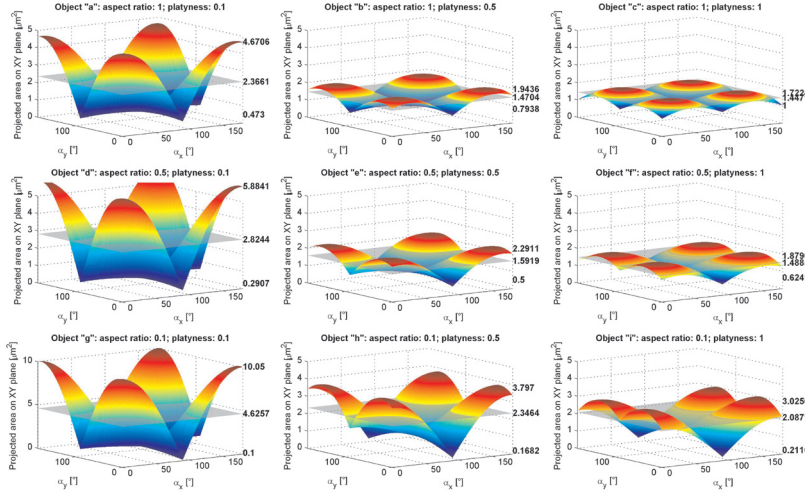


Fig. 8. Modelled rotation-averaged projected areas of simple 3D-objects.

based CE diameter (it is assumed during the image analysis that this arbitrary configuration “represents” the particle) and orientation-averaged projected area-based CE diameter (as the projected area of a random oriented particle). The displayed surface shows the level of overestimation as a function of shape parameters (orientation-averaged projected area). Another weighting factor, the so-called CE/SE ratio was also introduced to reduce the inaccuracy of exchange transformation from number- to volume-based distribution functions. Aspect ratio of every single particle is known, which allowed us to get a more accurate 2-dimensional representation of 3-dimensional particles, so the platyness-averaged CE_{rot} and CE/SE correction factors were possible to determine.



Table 1. General characteristics and weighing factors of simple 3D-objects

ID	Shape parameters		Edge lengths			Volume		Largest face		Projected areas on XY plane										CE _{vol} ratio	CE/SE ratio
										Areas					CE diameters						
Aspect ratio (y/x)	Platygness (z/y)	x	y	z	[μm ³]	SE diameter	Area	CE diameter	min	max	mean	std	min	max	mean	std					
a	1	0.1	2.15	2.15	0.22	1	1.24	4.64	2.43	0.47	4.67	2.37	1.26	0.78	2.44	1.74	0.48	1.40	1.96		
b	1	0.5	1.26	1.26	0.63	1	1.24	1.59	1.42	0.79	1.94	1.47	0.32	1.01	1.57	1.37	0.16	1.04	1.15		
c	1	1	1.00	1.00	1	1	1.24	1.00	1.13	1.00	1.72	1.45	0.18	1.13	1.48	1.36	0.09	0.83	0.91		
d	0.5	0.1	3.42	1.71	0.17	1	1.24	5.85	2.73	0.29	5.88	2.82	1.65	0.61	2.74	1.90	0.59	1.44	2.20		
e	0.5	0.5	2.00	1.00	0.50	1	1.24	2.00	1.60	0.50	2.29	1.59	0.51	0.80	1.71	1.42	0.25	1.12	1.29		
f	0.5	1	1.59	0.79	0.79	1	1.24	1.26	1.27	0.62	1.88	1.49	0.34	0.89	1.55	1.38	0.17	0.92	1.02		
g	0.1	0.1	10.00	1.00	0.10	1	1.24	10.00	3.57	0.10	10.05	4.63	2.90	0.36	3.58	2.43	0.84	1.47	2.88		
h	0.1	0.5	5.85	0.58	0.29	1	1.24	3.42	2.09	0.17	3.80	2.35	1.04	0.46	2.20	1.73	0.44	1.21	1.68		
i	0.1	1	4.64	0.46	0.46	1	1.24	2.15	1.66	0.21	3.03	2.09	0.80	0.52	1.96	1.63	0.37	1.02	1.34		



References

- Basarin, B., Buggle, B., Hambach, U., Marković, S.B., O'Hara Dhand, K., Kovačević, A., Stevens, T., Guo, Z., Lukić, T. (2014). Time-scale and astronomical forcing of Serbian loess–paleosoil sequences. *Global Planetary Change* 122: 89-106.
- Buggle, B., Hambach, U., Müller, K., Zöller, L., Marković, S.B., Glaser, B. (2014). Iron mineralogical proxies and Quaternary climate change in SE-European loess–paleosoil sequences. *Catena* 117: 4-22.
- Bradák B; Kiss K; Barta G; Varga Gy; Szeberényi J; Novothny Á; Szalai Z; Mészáros E; Markó A (2013). Lokális talajváltozatok a verőcei téglagyár környezetében: a Pécsi-féle löszrétegtan nyitott kérdései, *Földrajzi Közlemények* 137 (3): 312-322.
- Bradák, B., Kiss, K., Barta, G., Varga, Gy., Szeberényi, J., Józsa, S., Novothny, Á., Kovács, J., Markó, A., Mészáros, E., Szalai, Z. (2014). Different paleoenvironments of Late Pleistocene age identified in Verőce outcrop, Hungary: Preliminary results. *Quaternary International* 319: 119–136.
- Brigham-Grette J., Melles M., Minyuk P., Andreev A., Tarasov P., DeConto R., Koenig S., Nowaczyk N., Wennrich V., Rosén P., Haltia E., Cook T., Gebhardt C., Meyer-Jacob C., Snyder J., Herzschuh U. (2013): Pliocene warmth, polar amplification, and stepped Pleistocene cooling recorded in NE Arctic Russia. *Science*, 340: 1421-1427.
- Francis, J. A., S. J. Vavrus (2012), Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes, *Geophysical Research Letters*, 39, L06801
- Marković, S.B., Stevens, T., Kukla, G.J., Hambach, U., Fitzsimmons, K.E., Gibbard, P., Buggle, B., Zech, M., Guo, Z., Hao, Q., Wu, H., O'Hara Dhand, K., Smalley, I.J., Újvári, G., Sümegi, P., Timar-Gabor, A., Veres, D., Sirocko, F., Vasiljević, D.A., Jary, Z., Svensson, A., Jović, V., Lehmkuhl, F., Kovács, J., Svirčev, Z. (2015). Danube loess stratigraphy — Towards a pan-European loess stratigraphic model. *Earth-Science Reviews*, 148: 228-258.
- Ravelo, C.A., Dekens, S.P., McCarthy, M. (2006). Evidence for El Niño-like conditions during the Pliocene. *GSA Today*, 16: 4-11.
- Sartori, M., Heller, F., Forster, T., Borkovec, M., Hammann, J., Vincent, E. (1999). Magnetic properties of loess grain size fractions from





- the section at Paks (Hungary). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 116: 53-64.
- Shukla, S.P., Chandler, M.A., Jonas, J., Sohl, L.E., Mankoff, K., Dowsett, H. (2009). Impact of permanent El Niño (El Padre) and Indian Ocean Dipole in warm Pliocene climates. *Paleoceanography* 24.
- Újvári, G., Kovács, J., Varga, Gy., Raucsik, B., Marković, S.B. (2010). Dust flux estimates for the Last Glacial Period in East Central Europe based on terrestrial records of loess deposits: a review. *Quaternary Science Reviews* 29: 3157-3166.
- Varga, Gy. (2011). Similarities among the Plio–Pleistocene terrestrial aeolian dust deposits in the world and in Hungary. *Quaternary International* 234: 98-108.
- Varga, Gy., Kovács, J., Újvári, G. (2012). Late Pleistocene variations of the background aeolian dust concentration in the Carpathian Basin: an estimate using decomposition of grain-size distribution curves of loess deposits. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw* 91: 159-171.
- Varga, Gy., Kovács, J., Újvári, G. (2013) Analysis of Saharan dust intrusions into the Carpathian Basin (Central Europe) over the period of 1979-2011. *Global and Planetary Change* 100: 333-342.
- Varga, Gy., Újvári, G., Kovács, J. (2014a). Spatiotemporal patterns of Saharan dust outbreaks in the Mediterranean Basin. *Aeolian Research* 15: 151-160.
- Varga, Gy., Cserhádi Cs., Kovács, J., Szeberényi, J., Bradák, B. (2014b). Unusual Saharan dust events in the Central European Carpathian Basin in 2013 and early 2014. *Weather* 69: 309-313.
- Varga, Gy., Bradák, B., Szeberényi, J. (2014c). Geographical distribution and geomorphological characteristics of major global dust source areas. In: Jakab, G., Szalai, Z. (Eds.) *Talajpusztulás térben és időben: az "Eróziós kerekasztal 2013" közleményei*: 40-46.
- Varga, Gy. (2015). Changing nature of pleistocene interglacials – is it recorded by paleosoils in Hungary (Central Europe)? *Hungarian Geographical Bulletin* 64: 313-322.
- Varga, Gy., Újvári, G., Kovács, J., Szalai, Z. (2015a). Effects of particle optical properties on grain size measurements of aeolian dust deposits. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 17. EGU2015-9848-1 EGU General Assembly 2015.





- Varga Gy.; Kovács J.; Szalai Z.; Újvári G. (2015b). Granulometric properties of aeolian dust deposits in the Carpathian Basin, Hungarian Geographical Society (szerk.) EUGEO Budapest 2015: congress programme and abstracts. 263 p.
- Varga, Gy., Cserhádi, Cs., Kovács, J., Szalai, Z. (2016a). Saharan dust deposition in the Carpathian Basin and its possible effects on interglacial soil formation. *Aeolian Research*: 1-12.
- Varga, Gy., Újvári, G., Kovács, J., Jakab, G., Kiss, K., Szalai, Z. (2016b). Granulometric profiling of aeolian dust deposits by automated image analysis. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 18. EGU2016-5512-2. EGU General Assembly 2016.
- Varga, Gy., Újvári, G., Kovács, J., Szalai, Z. (2016c). Granulometric properties of aeolian dust deposits: what are we measuring? IN: Marković, S.B. (Ed.) *Loess2M: Modelling and Mapping*. Abstract Book. pp. 50-51. (Loess2M - International Conference on Loess Research, Novi Sad, Serbia).



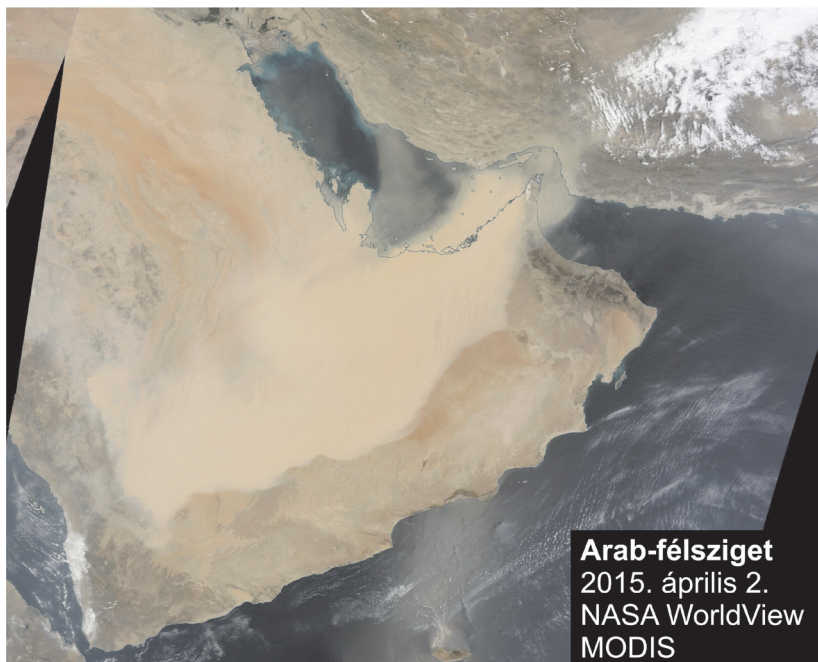


Appendix C

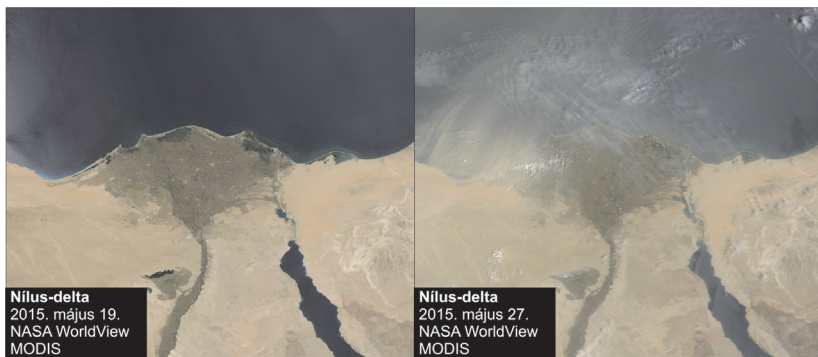


1. ábra. Szaharai porkitörés az Atlanti-óceán keleti régiója fölött, 2015. március 8-11. (Meteosat SEVIRI forrás: Dundee Satellite Receiving Station).



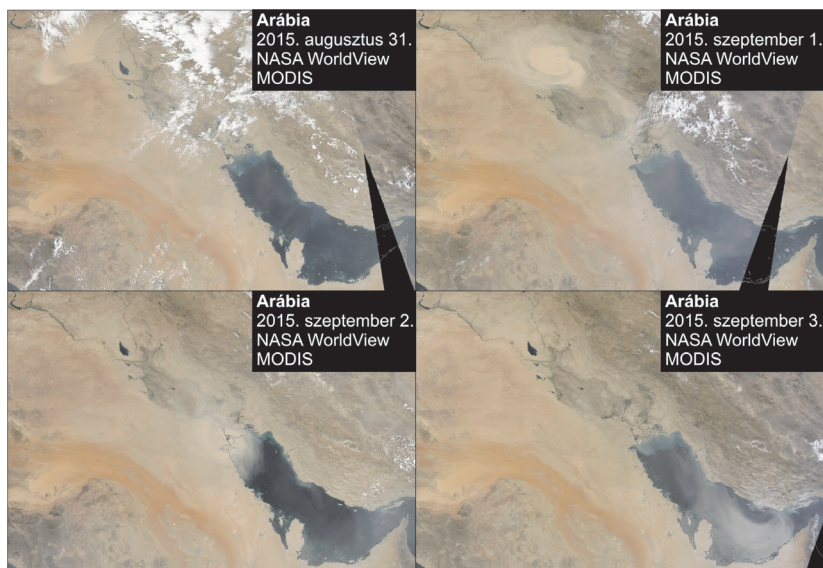


2. ábra. Az Arab-félszigeten végigvonuló hatalmas kiterjedésű porvihar műholdas felvétele, 2015. április 2. (MODIS forrás: NASA WorldView).



3. ábra. A Nilus deltájának vidéke egy tiszta (2015. május 19.) és egy szaharai porral telített (2015. május 27.) levegőkörnyezeti helyzetben (MODIS forrás: NASA WorldView).



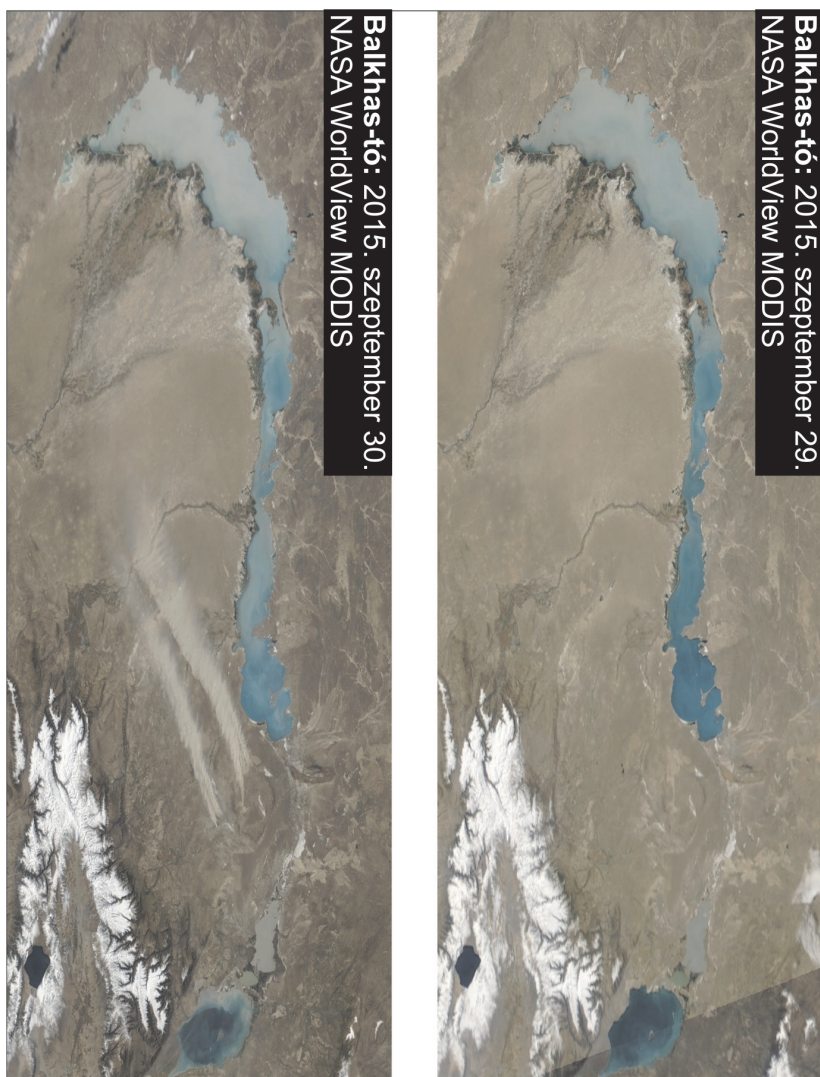


4. ábra. A Tigris és Eufrátesz völgyén, majd a Perzsa-öblön végigsöprő porvihar műholdas felvétele, 2015. augusztus 31 – szeptember 3. (MODIS forrás: NASA WorldView).

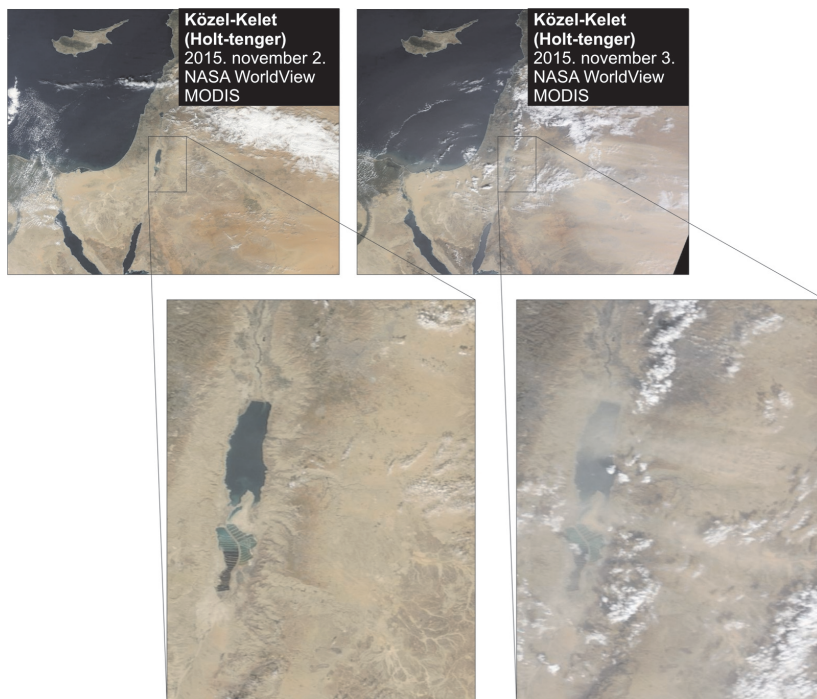


5. ábra. Az Aral-tó környezete egy porviharos (2015. szeptember 29.) és egy tiszta (2015. szeptember 30.) légköri helyzetben (MODIS forrás: NASA WorldView).



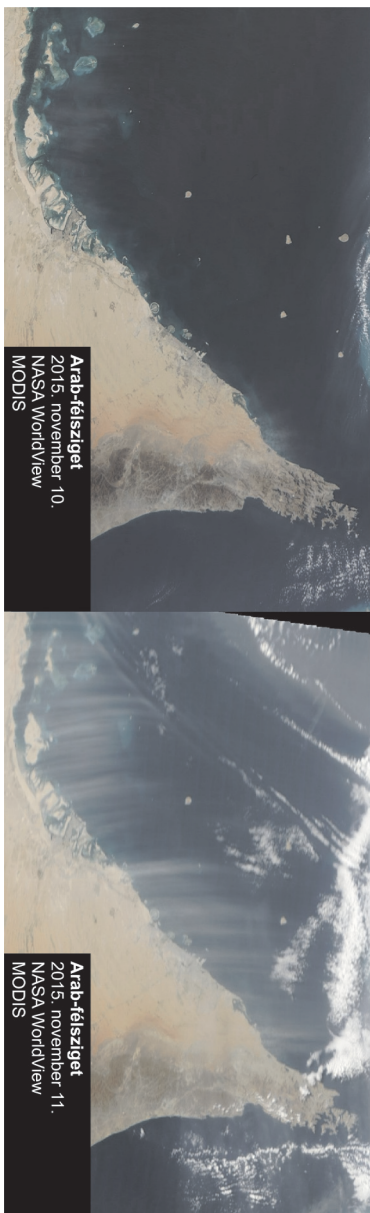


6. ábra. A Balkhas-tó menti forrásterületek egy passzív (2015. szeptember 29.) és egy aktív (2015. szeptember 30.) poremissziós napon (MODIS forrás: NASA WorldView).

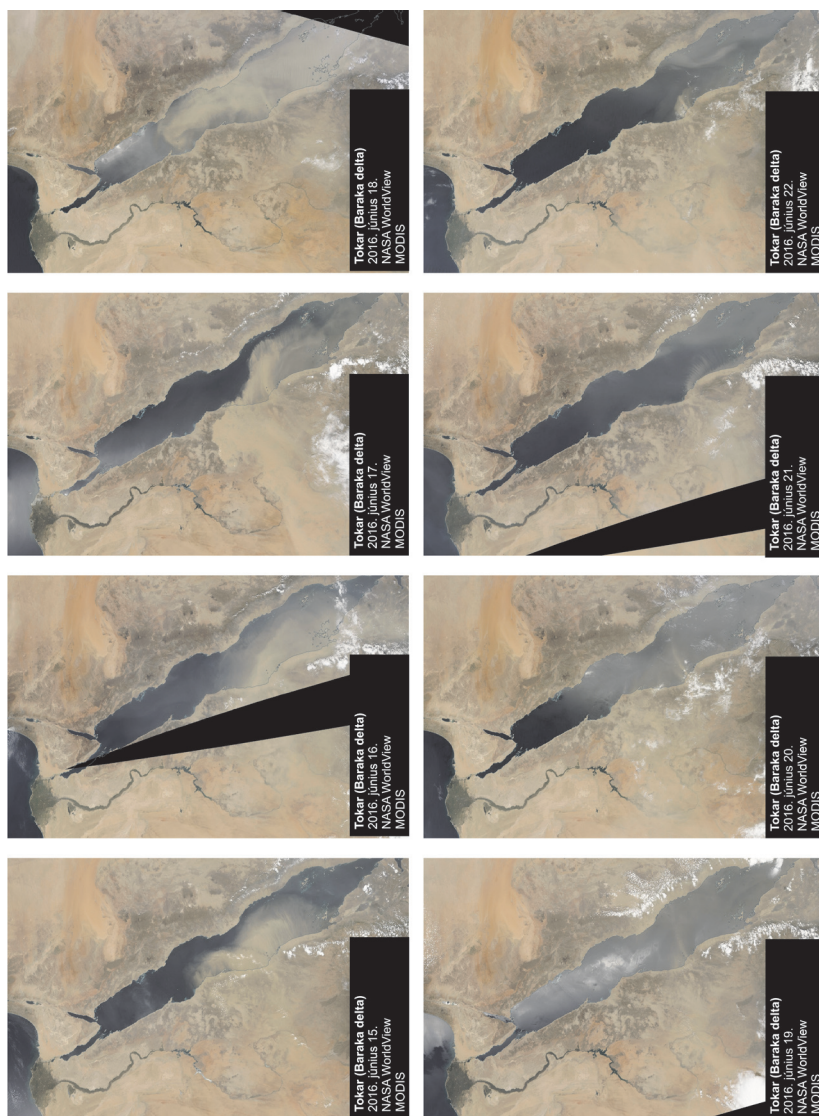


7. ábra. Porvihar a Holt-tengernél, 2015. november 3.
(MODIS forrás: NASA WorldView).





8. ábra. Porcsónvák műholdképeken, az Arab-félszigeten, 2015. november 10. (MODIS forrás: NASA WorldView).



9. ábra. A Tokar-delta porkitöréseinek alakulása 2016. június 15 és 22. Között (MODIS forrás: NASA WorldView).

